



**Marta Sofia Pereira Lamelas Costa**

Licenciada em Engenharia Geológica

## **Palinostratigrafia e maturação orgânica do Karoo da Bacia de Moatize-Minjova, Moçambique**

Dissertação para obtenção do Grau de Mestre em  
Engenharia Geológica (Georrecursos)

Orientador: Lígia Nunes de Sousa Pereira de Castro,  
Professora Auxiliar, Universidade Nova de Lisboa  
Co-orientador: Paulo Manuel Carvalho Fernandes,  
Professor Auxiliar, Universidade do Algarve

Júri:

Presidente: Doutora Maria da Graça Azevedo de Brito  
Arguente(s): Doutora Zélia Maria Pereira Moutinho  
Vogal: Doutora Lígia Nunes de Sousa Pereira de Castro



FACULDADE DE  
CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

**Setembro, 2015**



Copyright © Marta Sofia Pereira Lamelas Costa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa.

A Faculdade de Ciências e Tecnologia e a Universidade Nova de Lisboa têm o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar esta dissertação através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, e de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor



## Agradecimentos

Várias foram as pessoas que se cruzaram neste meu percurso e de alguma forma, contribuíram para a execução deste trabalho, sendo a sua colaboração digna do meu reconhecimento e gratidão. Em particular, a Professora Lígia Castro, o Professor Paulo Fernandes e a Doutora Zélia Pereira, a quem dirigo as primeiras palavras.

Expresso aqui o meu profundo agradecimento à minha orientadora, Professora Lígia Castro, não só pelo tema proposto que, francamente, me entusiasmou desde o primeiro dia, como ainda pelo acompanhamento do trabalho, com ótimas condições, a bibliografia que colocou desde logo à minha disposição e a leitura atenta e cuidadosa do texto; por ter demonstrado sempre flexibilidade e total disponibilidade na resolução de qualquer problema ou impasse que surgisse na concretização deste trabalho, apresentando atempadamente as mais variadas soluções. Agradeço, enternecida, o leque variado de experiências que me proporcionou, o qual me permitiu contactar com outras realidades, possibilitando o meu enriquecimento profissional e pessoal e ainda pela confiança que depositou no meu trabalho, um muito obrigada.

Ao Professor Paulo Fernandes, agradeço antes de mais a oportunidade de desenvolver este trabalho. Estou grata pela co-orientação e pela amabilidade e hospitalidade com que sempre me recebeu na Universidade do Algarve (UALG) e igualmente pela cedência de todos os meios materiais, indispensáveis à concretização deste trabalho. Agradeço a paciência nas explicações e revisão dos meus textos, a visão simples e prática, tal como a transmissão do seu grande conhecimento, que a distância física não afectou. Sem a imensa generosidade que patenteou na transmissão desinteressada do seu saber e experiência, este trabalho não teria sido possível.

À Doutora Zélia Pereira, o meu muito obrigada, por me ter iniciado no mundo da Palinologia, tanto a nível teórico como laboratorial. Pelo seu caloroso acolhimento nas instalações do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). Agradeço igualmente a simpatia e entusiasmo contagiante em todas as ocasiões. Foi incansável no seu apoio científico, não tendo este sido afetado pela distância. Agradeço a extensa bibliografia que prontamente disponibilizou e todo o tempo que as minhas dúvidas lhe tomaram, tal como a inestimável paciência na revisão de textos. Sinto-me grata por a ter conhecido, por ser inspiradora como pessoa e profissional e um exemplo a seguir.

À *ETA STAR Moçambique, S.A.* e *Gondwana Empreendimentos e Consultorias, Limitada*, pela gentil cedência dos dados, sem os quais não seria possível desenvolver e concretizar este trabalho científico.

À Professora Graça Brito, devo uma palavra de apreço pela disponibilidade e apoio na manipulação do software *RockWorks*.

Ao meu colega Luís Blanco, pela incondicional ajuda na transmissão da sua experiência com o mesmo software.

À Vânia Correia e ao Bruno Rodrigues, pela generosa partilha de conhecimentos referentes aos processos laboratoriais, realizados nos laboratórios do LNEG e da UALG respetivamente.

À Regina Gonçalves e Cristina Solorzano pela afectuosa hospitalidade com que me receberam em Faro, durante os períodos de trabalho na UALG.

À Daniela Alves, José João Oliveira e Mauro Teixeira, pela disponibilidade e ajuda. A todos, os meus agradecimentos.

À Gabriela Proença, um bem haja pela preciosa contribuição neste trabalho.

Ao Luís Santos, Miguel Soares, Diogo Soares e Hugo Campos, pela amizade e momentos de boa disposição, que amenizaram as adversidades deste percurso, fazendo parte das lembranças felizes que quero guardar.

À Cátia Barata, pelas palavras amigas que suavizaram os momentos de maior tensão.

Ao João Vazão Proença, por ter sido e por ser quem está presente em todas as horas.

A última palavra é dirigida à minha família, pela compreensão e apoio incondicional, a quem dedico esta etapa da minha vida académica. Obrigada.



## Resumo

O Supergrupo Karoo é uma unidade geológica de grande importância na África Austral, sendo formada por rochas sedimentares e rochas ígneas.

Os depósitos do Karoo, que se encontram bem representados na Província de Tete (região Centro Oeste de Moçambique), têm vindo a ser estudados sobretudo pelas suas reservas de carvão, sendo os dados deste trabalho uma contribuição para esse conhecimento. Para tal, foram estudadas 12 amostras, provenientes das sondagens ETA 15 e ETA 71 (com cerca de 30 m de profundidade), pertencentes à Formação de Matinde, que assenta sobre a Formação de Moatize (conhecida pela abundância de camadas de carvão).

A idade e o grau de maturação orgânica das secções penetradas pelas sondagens foram estudadas por análise palinológica e pela medição do poder refletor da vitrinite (e em menor extensão pela análise da fluorescência e cor dos esporos).

Os resultados palinológicos indicam que esta formação pertence ao Pérmico Superior e os valores do poder refletor da vitrinite, que variam entre 1.39-1.50 %Rr, correspondem a um *rank* de carvões betuminosos de médios a baixos voláteis.

Os resultados adquiridos neste estudo são comparados com a informação já existente, obtida de outras sondagens realizadas na mesma bacia.

### Palavras chave:

Palinologia, refletância da vitrinite, Karoo, Bacia de Moatize-Minjova, Moçambique.

## **Abstract**

The Karoo Supergroup (KSG) is a geological unit of great importance in Southern Africa, consisting of sedimentary and igneous rocks.

The deposits of the Karoo, which are well represented in Tete Province (Central West of Mozambique), have been studied mainly to due its coal deposits. In this work 12 samples were studied from ETA 15 and ETA 71 boreholes (ca. 30 m depth) that crossed the Matinde Formation.

The age and maturation of the sections in the two boreholes were determined by means of palynology and vitrinite reflectance (supported by the study of spore fluorescence and colour).

Palynological results indicated a latest Permian age and the vitrinite reflectance values measured range from 1.39 to 1.5 %Rr correspond to bituminous coals with low to medium volatiles in terms of coal *rank*.

The results of this study are compared with existing palynological and maturation data obtained from others boreholes of the same basin.

### **Key-words:**

Palynology, vitrinite reflectance, Karoo, Moatize-Minjova Basin, Mozambique.



# Índice de Matérias

Índice de Matérias .....	vii
Índice de Figuras .....	ix
Índice de Tabelas e Gráficos .....	xiii
Lista de abreviaturas e siglas .....	xv
<b>1. Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos .....	1
1.2 Estado da Arte.....	4
<b>2. Enquadramento da Bacia de Moatize-Minjova .....</b>	<b>7</b>
2.1 Enquadramento geográfico .....	7
2.2 Enquadramento geológico, tectónico e paleoclimático do Supergupo do Karoo .....	8
2.3 Karoo de Moçambique .....	11
2.3 Sondagens ETA 15 e ETA 71 .....	17
<b>3. Métodos de recolha e preparação aplicados na investigação .....</b>	<b>21</b>
3.1 Recolha de amostras .....	21
3.2 Procedimentos laboratoriais .....	22
3.2.1 Preparação laboratorial de amostras para estudos palinológicos .....	23
3.2.2 Preparação laboratorial de amostras para estudos de palinofácies e maturação orgânica - fluorescência e cor dos palinomorfos.....	27
3.2.3 Preparação laboratorial de amostras para medição do poder reflector da vitrinite .....	28
<b>4. Palinologia .....</b>	<b>31</b>
4.1 Introdução .....	31
4.1.1 Estudo de plantas produtoras de esporos e pólenes.....	32
4.1.1.1 Plantas Briófitas e Pteridófitas .....	32
4.1.1.2 Plantas Gimnospérmicas e Angiospérmicas .....	36
4.1.2. Esporos .....	38
4.1.3. Pólenes .....	42
4.1.4. Algas Verdes .....	45
4.2. Sistemática e taxonomia .....	46
4.3. Análise do conteúdo palinológico.....	49
4.3.1 Sondagem ETA 15 .....	49
4.3.2 Sondagem ETA 71 .....	51
4.3.3 Biostratigrafia de pólenes e esporos das sucessões estudadas .....	54
4.4 Correlações entre associações palinológicas identificadas por outros autores (paleogeografia) .....	56
4.5. Interpretação Paleoambiental .....	60
<b>5. Palinofácies.....</b>	<b>63</b>
5.1 Caracterização dos diferentes tipos de matéria orgânica .....	65
5.2 Caracterização geral das condições de deposição dos principais componentes da matéria orgânica e sua evolução temporal .....	68
5.3 Distribuição e proporções dos principais componentes da matéria orgânica .....	70

5.4. Interpretação paleoambiental .....	74
<b>6. Maturação Orgânica .....</b>	<b>81</b>
6.1 Poder refletor da vitrinite.....	82
6.1.1 Medição do poder reflector da vitrinite .....	85
6.2 Análise da fluorescência dos palinomorfos .....	89
6.3 Análise da cor dos palinomorfos .....	91
6.4 Descrição e análise dos resultados de cada indicador .....	93
<b>7. Avaliação preliminar da Bacia de Moatize-Minjova .....</b>	<b>99</b>
<b>8. Considerações Finais .....</b>	<b>107</b>
<b>Referências bibliográficas.....</b>	<b>111</b>
<b>Anexo I: Estampas ilustrativas de palinofácies .....</b>	<b>119</b>
<b>Anexo II: Estampas ilustrativas de palinomorfos.....</b>	<b>125</b>

# Índice de Figuras

Figura 2.1 Localização da província de Tete, localização geográfica de Moçambique em imagem de satélite e dos distritos de Moatize e Minjova, com as sondagens ETA 15 e ETA 71 assinaladas (Google Earth, 2 de Setembro de 2015).	7
Figura 2.2 Supercontinente Gondwana no final do Neoproterozóico (cerca de 540 Ma). Localização dos cinturões Pan-africano, entre eles o Cinturão Moçambicano (MB) (Kusky <i>et al.</i> , 2003 <i>in</i> Kröner & Stern, 2005).	9
Figura 2.3 Reconstrução do supercontinente Gondwana com a posição das bacias onde existem evidências da glaciação do final do Paleozóico, no seu registo estratigráfico. (1) Posição da Bacia de Moatize-Minjova (adaptado de López-Gamundí, 2010; Pereira <i>et al.</i> , 2015).	9
Figura 2.4 Bacias sedimentares de Moçambique relativamente à fragmentação do Supercontinente Gondwana (Fernandes <i>et al.</i> , 2014a; 2014b) e localização das sub-bacias do vale do rio Zambeze: A-Bacia Chicôa-Mecúcoè; B-Bacia Sanângoè-Mefidézi e C-Bacia de Moatize-Minjova (adaptado de Fernandes <i>et al.</i> , 2015).	12
Figura 2.5 Mapa Geológico 1/250000 (nº 1633, Tete), com a região de estudo assinalada (Direcção Nacional de Geologia, Maputo, 2006).	17
Figura 2.6 Localização geográfica das sondagens no vale do rio Muarádzi, Bacia de Moatize-Minjova (adaptado de Google Earth, 2.09.2015). Mapa geológico simplificado da Bacia de Moatize, Moçambique, com a localização das sondagens estudadas, ETA 15 e ETA 71 (adaptado de GTK Consortium, 2006, folha nº1633, Tete, Série Geológica 1:250 000, Direcção Nacional de Geologia, Maputo, 2006 <i>in</i> Fernandes <i>et al.</i> , 2015).	18
Figura 2.7 Perfis litológicos das sondagens estudadas.	19
Figura 3.1 Perfis litológicos das sondagens estudadas, ETA 15 e ETA 71, com a posição e referência das amostras.	22
Figura 3.2 Fluxograma das metodologias e técnicas utilizadas.	23
Figura 3.3 Processo de fracionamento físico das amostras estudadas.	24
Figura 3.4 Frascos de Teflon® com amostras em tratamento, com banho ácido (HF e HCl) dentro de uma hotte de laboratório.	24
Figura 3.5 Frascos utilizados no armazenamento do resíduo orgânico concentrado.	25
Figura 3.6 Oxidação do material orgânico. 1 - funil de Buchner com um crivo de porcelana de 20 µm; 2 - kitasato de vidro; 3 - mangueira flexível para execução da sucção por vácuo.	27
Figura 3.7 Estrutura de plástico acrílico para proteção das amostras, para estudos de palinofácies e maturação orgânica, contra agentes exteriores.	28
Figura 3.8 Diferentes frações de pós de alumina para polimento. Disco de tecido e pipeta utilizada para colocar a gota da solução na lâmina delgada.	29
Figura 3.9 Estrutura de plástico que garante a posição fixa da lâmina delgada.	30
Figura 4.1 Ciclo de vida e morfologia das plantas briófitas (musgo) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).	33

Figura 4.2 Representação esquemática da evolução das plantas terrestres (Embriófitas) em relação à sua adaptação à vida terrestre, nomeadamente as briófitas e as pteridófitas (adaptado de Verlag, 1974) .....	34
Figura 4.3 Ciclo de vida das plantas pteridófitas (fetos) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996). ...	35
Figura 4.4 <b>1</b> ) Desenvolvimento do esporângio: Células parientais (A); as células engrossam e formam o anel (w); as células-mãe dos esporos formam as tétradas de esporos (spm); esporângio maduro com esporos prontos a serem libertados do esporângio (B). (200x, segundo Harder in Verlag, 1974). .....	35
Figura 4.5 A) Ciclo de vida das gimnospérmicas: 1 - Grão de pólen; 2 - Tubo polínico; 3 - Oosfera; 4 - Cones masculinos; 5 - Óvulo (McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996). B) Germinação de um pólen ( <i>Pinus nigra</i> ): Desenvolvimento do gametófito masculino no grão de pólen e tubo polínico (1-2); 2, extremidade do tubo polínico (x 500 aproximadamente) (Coulter & Chamberlain in Verlag, 1974). ....	37
Figura 4.6 Ciclo de vida de uma angiospérmica. 1 - Grão de pólen; 2 - Tubo polínico; 3 - Oosfera; 4 - Pétalas; 5 - Estame; 6 - Estigma; 7 - Óvulo (McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996). .....	38
Figura 4.7 Formas de associação dos esporos na tétrada (Traverse, 1988 in Castro, 2006). .....	39
Figura 4.8 Diagrama esquemático das características da exina dos esporos (A-Laevigado; B-Rugoso; C-Pontuado; D-Fóveolado; E-Vermiculado; F-Granulado; G-Verrucado; H-Pilado; I-Columelado; J-Conado; K-Espinhado; L-Cristado; M-Enrugado; N-Reticulado; O-Cicatrizado; P-Canaliculado) (Playford & Dettmann, 1996). .....	41
Figura 4.9 Exemplos de contornos de vários tipos de esporos: 1 - Circular; 2 - Subtriangular convexo; 3 - Triangular; 4 - Subtriangular côncavo (adaptado de Playford & Dettmann, 1996). .....	41
Figura 4.10 Representação simplificada da escultura e da estrutura da exina dos pólenes das angiospérmicas (A-Liso; B-Rugoso; C-Verrucado; D-Espinhado; E-Enrugado; F-Fossado; G-Reticulado; H-Columelado; I-Claviforme; J-Fóveolado; L-Elementos suprategmiais) (adaptado de Jarzen & Nichols in Jansonius & McGregor, 1996). .....	42
Figura 4.11 Esquema da estrutura da membrana do grão de pólen dos distintos tipos de angiospérmicas. A ectexina (cinza escuro), a endexina (cinza claro) e a intina (branco) (adaptado de Teppner, segundo Erdtman & Faegri in Verlag, 1974). .....	43
Figura 4.12 Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 15 com a posição e referência das amostras recolhidas (amostras positivas assinaladas a preto). .....	50
Figura 4.13 Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 71 com a posição e referência das amostras recolhidas (amostras positivas assinaladas a preto). .....	52
Figura 4.14 Correlação palinostratigráfica entre bacias contemporâneas do Gondwana com maior afinidade com a Bacia de Moatize-Minjova. ....	57
Figura 5.1 Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 15 e perfil de palinofácies, onde se encontram expressas as abundâncias relativas nas amostras analisadas. ....	72
Figura 5.2 Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 71 e perfil de palinofácies, onde se encontram expressas as abundâncias relativas nas amostras analisadas. ....	72
Figura 5.3 Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental (adaptado de Tyson (1993, 1995) in Menezes <i>et al.</i> , 2008). ....	75
Figura 5.4 Diagrama ternário com a distribuição dos principais grupos de componentes orgânicos das amostras estudadas das sondagens ETA 15 e ETA 71. ....	76

Figura 5.5 Esquema ilustrativo do modelo geral de deposição de um leque aluvionar baseado em depósitos do Devónico da Noruega (Stell & Gloppen, 1980 <i>in</i> www.uwosh.edu). .....	76
Figura 5.6 Distribuição da fácies característica do modelo lacustre onde existe um domínio de sedimentação detrítica (Nichols, 2009). .....	77
Figura 5.7 Representação triangular criada por Galloway (1975), onde se distingue deltas de dominância fluvial, de maré e de ondulação e as respectivas granulometrias (adaptado de Orton & Reading 1993 <i>in</i> Nichols, 2009). Do ponto de vista sedimentar, no corpo do delta distinguem-se: topset, foreset e bottomset (Nichols, 2009). .....	78
Figura 5.8 Modelo de sedimentação costeiro/litoral (cuja granulometria dominante são areias). Este tipo de litoral compreende um domínio submarino e outro subaéreo, definidos pela sua proximidade à costa e pelos processos dominantes: foreshore, domínio intertidal (praia) limitado pela maré alta e maré baixa; shoreface, corresponde ao domínio infratidal (praia imersa); offshore, plataforma externa - ambiente sedimentar marinho de plataforma continental (Nichols, 2009). .....	79
Figura 6.1 Exemplo de calibração para o padrão 5.37 %. .....	87
Figura 6.2 Exemplo de partícula de vitrinite escolhida para a medição da refletância na amostra M36 (sondagem ETA 15). .....	88
Figura 6.3 Exemplo de partículas de vitrinite com inclusões de pirite bem visíveis, observadas na amostra M52 (sondagem ETA 71). .....	88
Figura 6.4 Relação entre a refletância da vitrinite e a fluorescência dos macerais esporinite (adaptado de Teichmüller & Durand, 1983 <i>in</i> Tissot & Welte, 1984). .....	90
Figura 6.5 Exemplo de fluorescência da amostra M44 (sondagem ETA 71). .....	97
Figura 6.6 Exemplo de fluorescência de pólen monossacado, observado na amostra M52 (sondagem ETA 71). .....	97
Figura 7.1 Correlação lateral entre as sondagens ETA 15 e ETA 71, com direção SW-NE, posicionados de acordo com as cotas topográficas de cada uma (sobreelevação 11.25x). .....	100
Figura 7.2 Correlação lateral entre as sondagens DW 132, DW123 (Fernandes <i>et al.</i> , 2014) e as sondagens ETA 15, ETA 71. A <sub>1</sub> (Associação 1); A <sub>2</sub> (Associação 2), A <sub>3</sub> (Associação 3) (Pereira <i>et al.</i> , 2015). .....	101
Figura 7.3 Secção típica do Complexo Chipanga em Moatize (Neto, 1976 <i>in</i> Cairncross, 2001). .....	102



# Índice de Tabelas e Gráficos

Tabela 2.1 Unidades estratigráficas do Pérmico e Triásico na Bacia de Moatize-Minjova. ....	14
Tabela 4.1 Provável evolução dos principais grupos morfológicos de esporos e pólenes do Ordovício Superior ao Paleogénico (Traverse, 1988). ....	39
Tabela 4.2 Esporos, algas verdes e pólenes recuperados da sondagem ETA 15 e percentagens relativas de cada táxon: A-Abundante (>10 %); C-Comum (1.1-10 %) e R-Raro (<1 %). Zign.-Zignematófitas; Pras.-Prasinófitas; A. Ind.-Algas Indeterminadas; Var.-Vários.....	55
Tabela 4.3 Esporos e algas verdes recuperadas da sondagem ETA 71 e percentagens relativas de cada táxon: A-Abundante (>10 %); C-Comum (1.1-10 %) e R-Raro (<1 %). Zign.-Zignematófitas; Pras.-Prasinófitas; A. Ind.-Algas Indeterminadas; Var.-Vários. ....	56
Tabela 4.4 Pólenes recuperados da sondagem ETA 71 e percentagens relativas de cada táxon: A-Abundante (>10 %); C - Comum (1,1-10 %) e R- Raro (<1 %). ....	56
Tabela 5.1 Classificação de um dos componentes da MO – Grupo dos Fitoclastos (adaptado de Mendonça Filho <i>et al.</i> , 2012). ....	66
Tabela 5.2 Classificação de um dos componentes da MO – Grupo do Matéria Orgânica Amorfa (MOA) (adaptado de Mendonça Filho Mendonça Filho <i>et al.</i> , 2012). ....	67
Tabela 5.3 Classificação de um dos componentes da MO – Grupo dos Palinomorfos (adaptado de Mendonça Filho, 2012). ....	68
Tabela 5.4 Percentagens relativas dos grupos principais (Fitoclastos (F); Matéria Orgânica Amorfa (MOA) e Palinomorfos (P)) e dos subgrupos dos constituintes orgânicos do total da MO (Fitoclastos opacos (FO); Fitoclastos não-opacos (FNO); Membranas (M); Esporos (Ep) e Pólenes (PI)) e valores FO/FNO obtidos nas amostras da sondagem ETA 15. ....	71
Tabela 5.5 Percentagens relativas dos grupos principais (Fitoclastos (F); Matéria Orgânica Amorfa (MOA) e Palinomorfos (P)) e dos subgrupos dos constituintes orgânicos do total da MO (Fitoclastos opacos (FO); Fitoclastos não-opacos (FNO); Membranas (M); Esporos (Ep) e Pólenes (PI)) e valores FO/FNO obtidos nas amostras da sondagem ETA 71 ....	71
Tabela 5.6 Correlação entre a percentagem dos diferentes componentes da MO e as tendências proximal-distal gerais (adaptado de Tyson, 1995 <i>in</i> Mendonça Filho & Menezes 2001). ....	74
Tabela 5.7 Campos de palinofácies e respetivos ambientes deposicionais (adaptado de Tyson, 1993, 1995 <i>in</i> Menezes <i>et al.</i> , 2008). ....	75
Tabela 6.1 Principais componentes dos grupos de macerais (adaptado de ICCP (1971, 1998, 2001), Taylor <i>et al.</i> (1998) <i>in</i> Suárez-Ruiz, 2012). ....	83
Tabela 6.2 Tabela de correlação entre os vários parâmetros de avaliação da maturação. TAI, Thermal Alteration Index (adaptado de Fernandes, 2000). ....	84
Tabela 6.3 Dados de profundidade; litologia; poder refletor da vitrinite; desvio padrão e paleotemperaturas (calculadas segundo a equação de Barker (1988) <i>in</i> Fernandes, 2000) das amostras estudadas para a maturação orgânica. ....	96
Tabela 7.1 Valores de COT das sondagens ETA 15, ETA 71, DW 132 e DW 123 (Fernandes <i>et al.</i> , 2013, 2014b). ....	104

Gráfico 4.1 Abundância relativa de cada grupo morfológico nas diferentes amostras da sondagem ETA 15.....	51
Gráfico 4.2 Abundância relativa de cada grupo morfológico nas diferentes amostras da sondagem ETA 71.....	53
Gráfico 6.1 Histograma representativo da refletância da vitrinite na amostra M52. ....	94
Gráfico 6.2 Histograma representativo da refletância da vitrinite da amostra M47. ....	94
Gráfico 6.3 Histograma representativo da refletância da vitrinite da amostra M38. ....	95
Gráfico 6.4 Histograma representativo da refletância da vitrinite da amostra M36. ....	95



# Lista de abreviaturas e siglas

A <sub>1</sub>	Associação 1
A <sub>2</sub>	Associação 2
A <sub>3</sub>	Associação 3
CBM	Coal Bed Methane
COT	Carbono orgânico total
Ep	Esporos
F	Fitoclastos
FNO	Fitoclastos não-opacos
FO	Fitoclastos opacos
HCl	Ácido clorídrico
HF	Ácido fluorídrico
LNEG..	Laboratório Nacional de Energia e Geologia
M	Membranas
MO	Matéria orgânica
MOA	Matéria Orgânica Amorfa
P	Palinomorfos
PI	Pólenes
PTFE	Lubrificante politetrafluoretileno
Ref.	Referência
SCI	Spore Colouration Index
SGK	Supergrupo do Karoo
TAI	Thermal Alteration Index
T (°C)	Temperatura máxima
Triás	Triásico
UALG	Universidade do Algarve
%Rm	Poder refletor da vitrinite
σ	Desvio padrão



# 1. Introdução

## 1.1 Objetivos

As amostras analisadas neste estudo foram obtidas de duas sondagens, ETA 15 e ETA 71, realizadas na Bacia de Moatize-Minjova, na Província de Tete, a SE de Moatize, na sequência da realização de trabalhos de prospeção de carvão.

O objetivo principal deste trabalho foi determinar a idade dos estratos intersectados pelas sondagens, recorrendo ao estudo palinostratigráfico dos mesmos. Paralelamente foi avaliada a maturação orgânica dos sedimentos através da medição do poder refletor da vitrinite, de modo a conhecer a história térmica da região. Este trabalho irá contribuir para o conhecimento da sucessão estratigráfica do Karoo Inferior em profundidade, sobretudo do topo da Formação Moatize e/ou da Formação Matinde, complementando a informação estratigráfica da bacia. Poderá igualmente contribuir para a definição preliminar da extensão das jazidas de carvão (que poderão ocorrer a profundidades superiores a 30 m, na área estudada), e/ou para avaliação do potencial de geração de Gás de Argilito (*shale gas*) de sucessões que apresentem condições favoráveis à geração de gás e que se encontrem a profundidades superiores a 1000 m ou de Metano em Camada (*Coal Bed Methane* - CBM), das formações que contenham camadas de carvão.

A geologia de Moçambique é constituída, de forma simplificada, por rochas cristalinas do Pré-Câmbrico, que ocupam cerca de dois terços do território e rochas sedimentares e vulcânicas do Fanerozóico (Carbonífero Superior-Recente). Este último conjunto inclui as formações sedimentares continentais do Supergrupo Karoo (SGK). Nas sucessões do Karoo está patente a transição progressiva de um período glacial para um período fluvio-deltaico e pantanoso, que posteriormente se torna árido antes de terem lugar as manifestações ígneas contemporâneas da fragmentação do Gondwana (Modie, 2007).

Tal como em outros territórios onde o SGK está presente, também em Moçambique as suas unidades litológicas são divididas em Karoo Inferior e Karoo Superior, sendo possível a sua correlação com as unidades padrão da Bacia Principal do Karoo da África do Sul. O Karoo Inferior é representado, do mais antigo para o mais recente, pelas formações: Vúzi, Moatize e Matinde. O Karoo Superior é constituído por formações que diferem entre bacias, sendo a única comum entre elas a Formação Cádzi.

Os sedimentos do SGK em Moçambique depositaram-se em bacias e sub-bacias intracratónicas com estrutura em graben e semi-graben. Entre estas destaca-se a Bacia de Moatize-Minjova, na qual a história deposicional teve início com a deposição dos sedimentos da Formação de Vúzi, em paleo-depressões da paisagem glacial inicial do Karoo (Vasconcelos & Achimo, 2010), sobre a qual assenta a Formação de Moatize, seguida da Formação de Matinde, terminando a sucessão com a Formação de Cádzi.

As duas sondagens analisadas neste trabalho apresentam litologias semelhantes, com camadas de argilitos negros carbonosos, argilitos carbonosos e siltitos, intercalados com finas camadas de arenitos e carvão, havendo na base conglomerados matriz suportados.

Na sondagem ETA 15 (30.35 m de profundidade) e ETA 71 (33.36 m de profundidade) foram analisadas 12 amostras, de um total de 17 recolhidas, pois as restantes não apresentavam o mesmo grau de preservação ou não continham material palinológico suficiente para o estudo palinostratigráfico. Para a realização destes trabalhos e dos estudos de maturação orgânica, as amostras foram submetidas a procedimentos laboratoriais padronizados, nos quais o resíduo orgânico é extraído da matriz rochosa, recorrendo ao tratamento com os ácidos clorídrico e fluorídrico. Nas amostras utilizadas para a Palinologia, o resíduo orgânico foi oxidado utilizando ácido nítrico fumante.

No estudo palinostratigráfico foram identificados 250 palinomorfos na maioria das amostras, tendo sido determinada a mesma associação, característica do Pérmico Superior em ambas as sondagens. Os palinomorfos identificados demonstram que os sedimentos analisados são mais recentes que os sedimentos da Formação de Moatize estudados em outros trabalhos, sendo possível inferir que as sondagens intersectaram a Formação de Matinde. As características litológicas de ambas as sondagens corroboram esta interpretação, pois existem fortes semelhanças relativamente a outras duas sondagens, DW 123 e DW 132 da mesma bacia, recentemente estudadas (Pereira *et al.*, 2015; Fernandes *et al.*, 2015). No entanto, a presença de níveis carboníferos deixam em aberto a hipótese dos sedimentos analisados pertencerem ao topo da Formação de Moatize.

As sondagens DW 123 e DW 132, que distam respetivamente cerca de 11.8 e 12.7 km das sondagens ETA 15 e ETA 71, apresentam valores de maturação orgânica bastante similares a estas. Os valores do poder refletor da vitrinite das sondagens deste estudo variam entre 1.39 %Rr (aos 9.16 m de profundidade) e 1.50 %Rr (aos 24.29 m de profundidade), o que corresponde a uma paleotemperatura máxima atingida entre 182.2-190.2 °C, respetivamente. Dadas as semelhanças entre estas e as sondagens DW 123 e DW 132, podem ser estabelecidas comparações, baseadas nos valores de refletância da vitrinite das sondagens DW 123 e DW 132, a partir dos quais foram calculadas as paleotemperaturas máximas atingidas pelos sedimentos e consequentemente o gradiente paleogeotérmico (Fernandes *et al.*, 2015). Comparando os valores do poder refletor da vitrinite (%Rm) das sondagens deste estudo, com os valores medidos nas sondagens DW 123 e DW 132, verifica-se que os mesmos valores se encontram aos 100 e 250 m na sondagem DW 132. Assumindo que as sondagens ETA 15 e ETA 71 estiveram à mesma profundidade (idade e grau de maturação similares), é possível inferir que acima dos sedimentos das sondagens ETA 15 e ETA 71 existiu uma cobertura sedimentar de cerca de 4700 m, necessária para atingir o grau de maturação medido. Estes estudos de maturação orgânica foram complementados pela análise da cor dos esporos, pela fluorescência dos mesmos e ainda pela análise de palinofácies de 14 amostras de ambas as sondagens. A última análise permite interpretar o ambiente deposicional, como ainda avaliar a qualidade da matéria orgânica em termos do seu potencial de geração de hidrocarbonetos (petróleo ou gás natural). A análise de palinofácies indica, portanto, que a matéria orgânica corresponde a um querogénio tipo III, no qual poderá existir algum potencial de geração de gás húmido e condensado. Os graus de maturação avaliados nas sondagens ETA 15 e ETA 71 são

compatíveis com o final da *janela do petróleo* (aproximadamente 1.35 – 1.4 %Rr) e um *rank* de carvões betuminosos de médios a baixos voláteis.

Tendo em conta os objetivos pretendidos, o trabalho encontra-se estruturado em oito capítulos:

□ No primeiro capítulo é enunciado, de forma breve, a descrição do trabalho da presente dissertação e o seu contributo nos domínios a que se dedica, tendo em conta o estado da arte, referido neste capítulo.

□ A síntese do enquadramento geográfico, geológico, tectónico e paleoclimático da Bacia de Moatize-Minjova, com destaque para a sucessão do Supergrupo Karoo contextualizada na dinâmica do Supercontinente Gondwana, é apresentado no segundo capítulo. Neste capítulo são igualmente apresentadas, as sondagens analisadas neste trabalho.

□ No capítulo terceiro são apresentados os métodos de recolha e preparação laboratorial das amostras para estudos palinológicos e de maturação orgânica.

□ No quarto capítulo descrevem-se as características dos esporos e pólenes, sendo apresentados os resultados palinológicos das amostras de cada sondagem e estabelecida a correlação biostratigráfica entre as associações de palinomorfos das bacias do Karoo geograficamente próximas da Bacia de Moatize-Minjova.

□ O quinto capítulo é dedicado à análise de palinofácies, nomeadamente a identificação, classificação e determinação das proporções relativas dos diferentes grupos que constituem a matéria orgânica dispersa, com o objetivo de interpretar os paleoambientes aquando da deposição dos sedimentos da área estudada.

□ No sexto capítulo faz-se uma breve descrição dos conteúdos teóricos referentes aos indicadores orgânicos de maturação, como o valor do poder refletor da vitrinite, a fluorescência e cor dos palinomorfos. São apresentados os dados referentes às sondagens estudadas e a sua correlação com outros estudos realizados na mesma área, de modo a interpretar a história térmica da bacia em estudo.

□ No sétimo capítulo é apresentada uma proposta de avaliação preliminar da bacia, relativamente à presença de jazidas carboníferas, às quais poderá estar associada a presença de CBM e/ou gás de argilito (*shale gas*) nos níveis inferiores aos intersectados pelas sondagens ETA 15 e ETA 71.

□ No oitavo e último capítulo são apresentadas as conclusões gerais, tendo em conta a correlação dos resultados obtidos nos diferentes domínios abordados na dissertação, sendo concretizada uma reflexão construtiva do trabalho e sugestões de investigações futuras.

## 1.2 Estado da Arte

As reservas de carvão de Moçambique ainda se encontram relativamente inexploradas desde a independência em 1975, período em que se assistiu ao decréscimo das actividades geológicas em todo o país, tendo a guerra civil (1977-1992) destruído muitas das infraestruturas da indústria extractiva. Na região de Moatize, além das reservas de carvão do Supergrupo do Karoo, que ainda estão por estudar, existem outros potenciais recursos muito menos conhecidos, como é o caso do gás natural.

O tema desta dissertação surgiu da necessidade de complementar o conhecimento relativo às formações da sucessão do Karoo, que antecedem e procedem a Formação de Moatize (largamente estudada devido à presença de jazidas de carvão). O trabalho teve por base duas sondagens realizadas na Bacia de Moatize-Minjova, no âmbito de trabalhos de prospeção de carvão, no vale do rio Muarádzi. As conclusões deste estudo irão contribuir com informação relativa à geologia e estrutura desta bacia em profundidade, tal como, o conhecimento relativo às paleofloras e paleoecossistemas, através de estudos palinostratigráficos, de avaliação da qualidade da matéria orgânica e maturação orgânica das formações da sucessão estratigráfica do Karoo Inferior.

No que diz respeito aos estudos de palinostratigrafia dos sedimentos do Supergrupo Karoo de Moçambique, conhecem-se os trabalhos de Falcon *et al.* (1984), Verniers *et al.* (1989), realizado no Graben de Metangula (na Província do Niassa), Mugabe (1999), realizado na Bacia de Moatize-Minjova e Götz *et al.* (2013) (*in* Pereira *et al.*, 2015). Entre os trabalhos realizados na mesma bacia, destaca-se ainda Lopes *et al.* (2014a; 2014b) e Pereira *et al.* (2014a; 2014b; 2015), nos quais foram identificadas e classificadas associações palinológicas, tendo-se obtido, pela primeira vez, idades biostratigráficas para os sedimentos glaciares da bacia e identificada a transição Pérmico-Triásico, colocando esta bacia no centro da província paleobiogeográfica do Gondwana.

Entre os estudos relativos à história térmica do Supergrupo do Karoo, da Bacia de Moatize-Minjova, encontram-se os trabalhos de Fernandes *et al.* (2013; 2014a; 2014b; 2015), nos quais se refere a capacidade de geração de gás da Formação de Moatize.

Vasconcelos & Achimo (2010) indicam que as ocorrências de carvão em Tete já eram conhecidas pelos portugueses no séc. XVI, havendo registos de que as camadas de carvão do Supergrupo Karoo de Moçambique são estudadas desde o séc. XIX. As primeiras referências bibliográficas conhecidas relativas ao carvão de Moçambique são as de Bordalo (1859) e Thornton (1859). Os primeiros estudos sobre a geologia de Moatize e Muarádzi foram conduzidos por Guyot (1882), Lapierre (1883), entre outros autores (*in* Vasconcelos & Achimo, 2010).

No séc. XX é elaborada a primeira coluna estratigráfica da Bacia de Moatize por Koch (1961) e Magnee & Thonnard (1969) que avaliam a geologia e as possibilidades mineiras, surgindo um ano depois os trabalhos de Godinho (1970), com o estudo das características tecnológicas do carvão de Moatize, temática que foi sendo continuamente estudada por vários autores: Thonnard (1971/72, 1973), Streicher (1971), Lemos de Sousa & Meriaux (1971), CRIBLA (1973) (*in* Vasconcelos & Achimo, 2010).

Existem ainda os trabalhos de investigação sobre os carvões de Moatize de Vasconcelos (1995, 1997, 1998, 2004), Vasconcelos & Pedro (2004) e Vasconcelos *et al.* (2008) (*in* Vasconcelos & Achimo, 2010).

Os primeiros trabalhos conhecidos do potencial mineiro do Vale do Zambeze são da autoria de Bebiano (1934, 1936), surgindo mais tarde o trabalho de Lemos de Sousa (1977) relativo ao estudo da petrologia dos carvões da bacia de Chicôa-Mecúcoè (*in* Vasconcelos & Achimo, 2010) e os trabalhos de Afonso *et al.* (1998) na região de Mucanha-Vúzi (*in* Afonso *et al.*, 1998).

Apesar de todo este historial, as potencialidades deste recurso energético ainda não são totalmente conhecidas. Nesta perspectiva, houve nos últimos anos um aumento de contratos mineiros para exploração, nomeadamente em 2007, para o Carvão de Moatize (cuja exploração em grande escala teve início em 2011); em 2010 para o Carvão de Benga (com o início da exploração em grande escala em 2012) e em 2011 para o Carvão de Changara (Chilenge, 2013).

Relativamente ao gás natural, os primeiros estudos remontam a 1904 e 1920 em Inhaminga (Província de Sofala) e em Pande (Província de Inhambane). Entre 1948 e 1974 há uma grande contribuição dos trabalhos relativos a este recurso energético, com o envolvimento de companhias petrolíferas e com a descoberta de três jazigos de gás em 1961 em Pande (situado a NE da Província de Inhambane), em 1962 no Búzi (a SE da Província de Sofala) e em 1967 em Temane (NE da Província de Inhambane), as quais foram declaradas como não-convencionais. Desde o ano 2000 foram assinados acordos para a produção e transporte de gás natural de Pande e Temane (jazigos de gás *on shore* próximos de Vilanculos, Província de Inhambane. Em 2009 foram descobertas reservas de gás natural na Bacia de Moçambique. Um ano mais tarde, em 2010, foram descobertos três campos de gás natural na Bacia do Rovuma (a NE da Província de Cabo Delgado), tendo a área de exploração sido aumentada em 2011, com a descoberta de mais um campo de gás natural (Chilenge, 2013).

Existe portanto um elevado potencial de exploração deste recurso, podendo este trabalho dar o seu contributo, fornecendo dados relativos à Bacia de Moatize-Minjova, a qual se encontra pouco estudada nesse sentido.





## 2. Enquadramento da Bacia de Moatize-Minjova

### 2.1 Enquadramento geográfico

Moçambique é um país da África Austral que se localiza na costa sul-oriental do continente Africano, entre os paralelos 10°27' e 26°52' de latitude sul e os meridianos 30°12' e 40°51' de longitude este. Ocupa uma área de 799 380 km<sup>2</sup>, dos quais 98 % são terra firme e 2 % são águas interiores, que incluem lagos, albufeiras e rios. A norte encontra-se limitado pela República Unida da Tanzânia, na costa oriental encontra-se limitado pelo oceano Índico, que o separa de Madagáscar, a sul pela província de Natal na República da África do Sul, a SW pelo reino da Swazilândia e a oeste pela Zâmbia, Zimbabwe e África do Sul (província do Transval).

A província de Tete (Figura 2.1), onde este estudo incide, localiza-se a cerca de 1570 km a norte da cidade de Maputo, capital do país. Esta província cobre uma superfície de 100 724 km<sup>2</sup>, distribuídos por 13 distritos, entre os quais se destaca Moatize, conhecido sobretudo pelos seus recursos minerais.

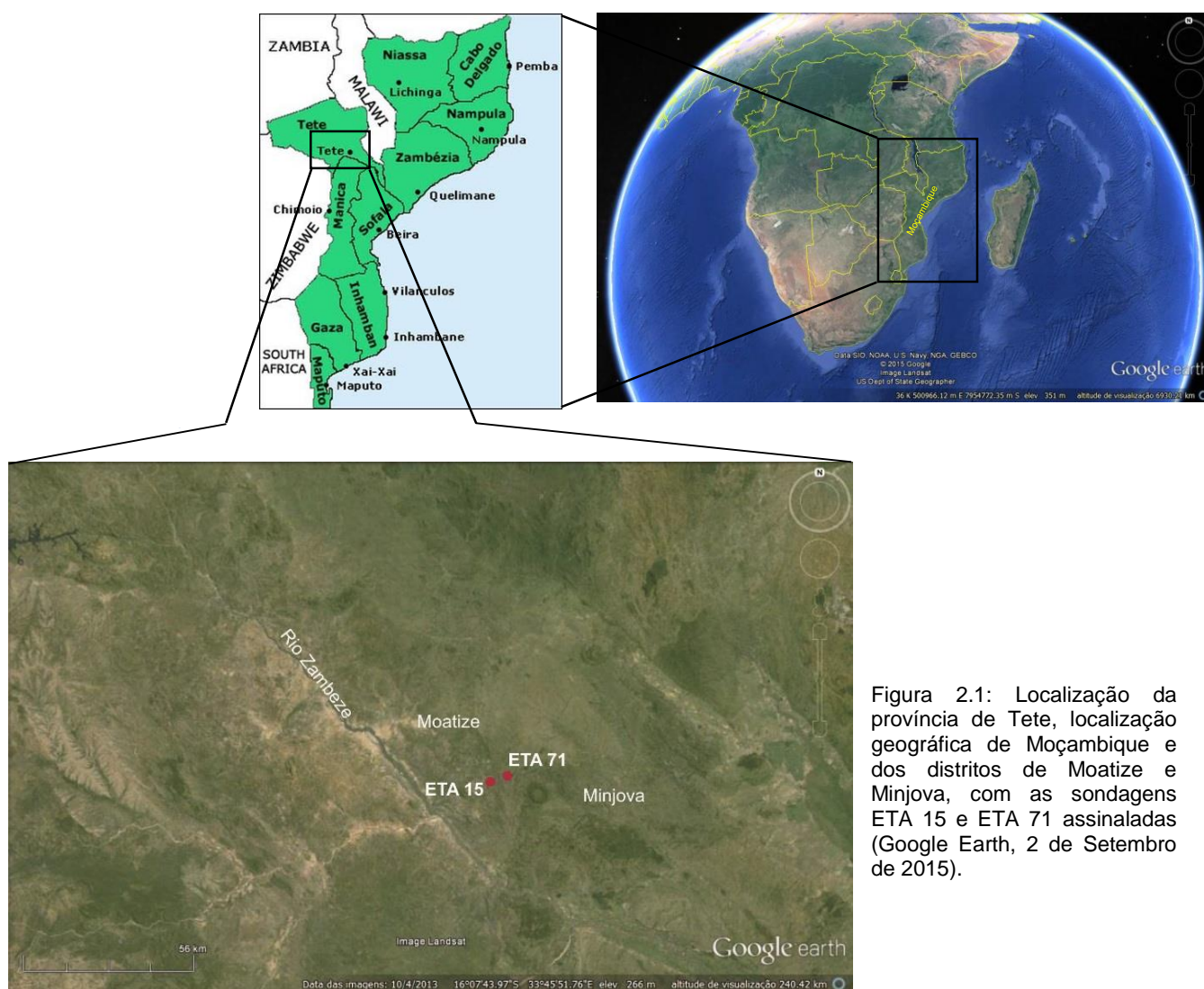


Figura 2.1: Localização da província de Tete, localização geográfica de Moçambique e dos distritos de Moatize e Minjova, com as sondagens ETA 15 e ETA 71 assinaladas (Google Earth, 2 de Setembro de 2015).

## 2.2 Enquadramento geológico, tectónico e paleoclimático do Supergrupo do Karoo

As unidades litostratigráficas constituintes do território moçambicano podem ser divididas de forma simplificadas, em dois grupos: formações ígneas e metamórficas do **soco antigo** ou **soco cristalino** (Arcaico-Câmbrico, 3800-490 M.a.), que ocupam cerca de dois terços do território e a **cobertura sedimentar** fanerozóica (Carbonífero-Recente), onde estão englobadas as formações do **Supergrupo Karoo** (SGK) e as **formações ígneas** incluídas no SGK, tal como as relacionadas com a abertura do Rift Este-Africano (Vasconcelos & Achimo, 2010).

O soco antigo compreende as séries metamórficas do Zâmbuê (metassedimentar e gneisso-migmatítica) e do Fíngoê formadas por rochas ultrabásicas, gabros, granodioritos e granitos. Na Província de Tete, o soco antigo está incluído na porção do Cinturão Moçambicano (Figura 2.2), entre os blocos rígidos do Cratão do Congo (a norte) e do Cratão do Zimbabwe (a sul) (Carvalho, 1969).

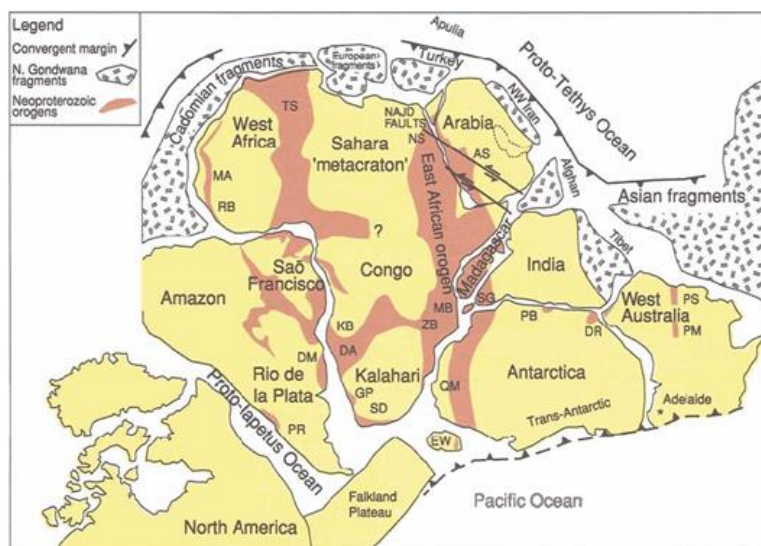


Figura 2.2: Supercontinente Gondwana no final do Neoproterozóico (cerca de 540 Ma). Localização dos cinturões Pan-africanos, entre eles o Cinturão Moçambicano (MB) (Kusky *et al.*, 2003 in Kröner & Stern, 2005).

Entre as rochas sedimentares da cobertura fanerozóica encontram-se as formações do SGK, que são contemporâneas do **supercontinente Gondwana**. Este antigo supercontinente formou-se durante o Pré-Câmbrico por sucessivas orogenias, sendo constituído pelos continentes do hemisfério sul, incluindo a América do Sul, África, Madagascar, Arábia, Índia, Austrália e Antártida. Durante a sua fusão, formaram-se vários cinturões tectónicos nestes territórios, em torno dos cratões antigos, como resultado da colisão dos domínios continentais durante diferentes eventos orogénicos, sobretudo em África, América do Sul, Austrália e Antártida dos quais se destaca a orogénese Pan-africana.

A orogénese Pan-africana é um evento caracterizado por atividade tectónica, magmática e metamórfica durante o Neoproterozóico-Paleozóico Inferior, que culminou na formação do Gondwana, tendo

coincido igualmente com orogênias da Europa ocidental e central e da Ásia. Por este acontecimento simultâneo, admite-se que uma pequena parte dos territórios da Europa e Ásia fariam parte do supercontinente Gondwana e não da Laurásia, durante o Pré-Câmbrico, sendo esta teoria corroborada por fragmentos Neoproterozóicos do supercontinente, encontrados na Turquia, Irão e Paquistão. Entre os cinturões formados durante a orogénese Pan-africana, destaca-se o Cinturão Moçambicano, na zona leste do continente africano, o qual se pensa ter resultado da colisão entre a zona E e W do Gondwana (Figura 2) (Kröner & Stern, 2005).

Em termos paleoclimáticos, destacam-se **três fases de glaciação** a que o supercontinente Gondwana foi sujeito, traduzindo-se em três avanços e três recuos das massas de gelo, que ocorreram no Devónico Superior, Carbonífero Inferior e Carbonífero Superior-Pérmico Médio (Figura 2.3). No registo sedimentar da África do Sul, há evidências tanto das condições glaciares primárias do Devónico Superior como das que procederam, do Carbonífero Inferior e Pérmico Inferior (López-Gamundí *et al.*, 1993 *in* Scheffler, 2004).

Após a terceira fase de glaciação, o clima alterou-se, devido à progressiva mudança de posição destes territórios para latitudes mais a norte. Assim estabeleceram-se diferentes ambientes de sedimentação pós-glacial, patente nos depósitos que deixaram de ser maioritariamente detríticos e grosseiros, passando a existir deposição de argilitos ricos em matéria orgânica, entre outras fácies características de clima frio e húmido, seguido de clima temperado e húmido, chegando a condições semi-áridas e áridas já no Paleozóico Superior (Johnson *et al.*, 1996 *in* Scheffler, 2004; López-Gamundí & Buatois 2010). Estas 3 fases de glaciação estão patentes na sucessão estratigráfica de África do Sul, ao contrário do território Moçambicano, onde existe o registo apenas de uma fase.

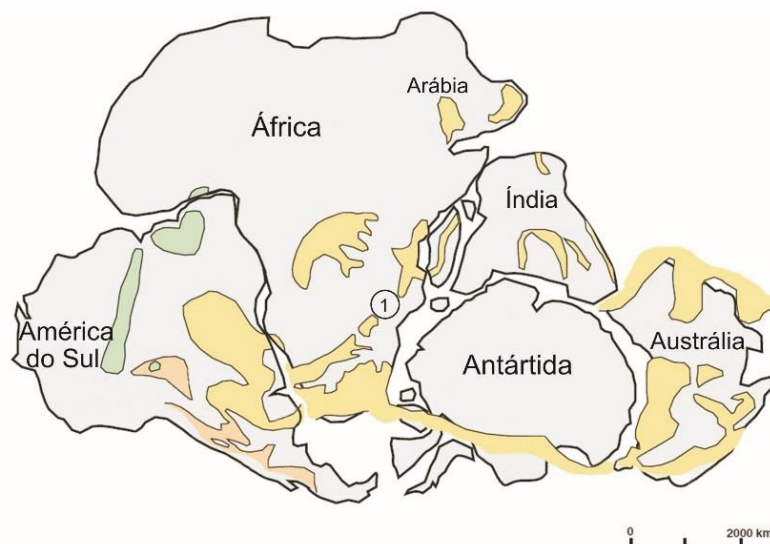


Figura 2.3: Reconstrução do supercontinente Gondwana com a posição das bacias onde existem evidências da glaciação do final do Paleozóico, no seu registo estratigráfico. (1) Posição da Bacia de Moatize-Minjova (adaptado de López-Gamundí, 2010; Pereira *et al.*, 2015).

O início da desintegração do Gondwana ocorreu durante o Jurássico, primeiro com a separação da América do Sul e de África, seguida da Austrália e da Antártida e por fim, de Madagáscar e da Índia, que ainda se encontravam unidos.

O termo “Karoo” foi usado pela primeira vez para descrever uma sequência deposicional da Bacia Principal do Karoo na República da África do Sul, na região assim chamada na província do Cabo, a qual abrange estratos do Carbonífero Superior-Jurássico Inferior (SACS, 1980 *in* GTK Consortium, 2006), formando parte do maior depocentro da bacia ativa presente (Scheffler, 2004).

Este sistema engloba um conjunto de formações sedimentares continentais, marinhas e ígneas de espessura considerável (podendo atingir cerca de 7000 m em algumas bacias) (Carvalho, 1977), registando a transição entre um período glacial para um período fluvio-deltaico e pantanoso, que se transforma em árido antes das manifestações ígneas (Modie, 2007). Do ponto de vista litológico os sedimentos do SGK são geralmente divididos em duas séries sedimentares, cobertas por uma unidade litológica de natureza ígnea: **Karoo Inferior**, **Karoo Superior** e as **formações vulcano-sedimentares**, constituídas por rochas vulcânicas (basaltos e riolitos) e rochas plutónicas (doleritos, gabros e sienitos), que marcam o início da fragmentação do Gondwana (Modie, 2007).

O Supergrupo Karoo da Bacia Principal do Karoo da África do Sul, foi subdividido em quatro Grupos, cujas diferentes idades são determinadas tendo em conta essencialmente a presença de macro e microfósseis (da mais antiga para a mais recente): Dwyka; Ecça; Beaufort e Stormberg.

O **Grupo Dwyka** é essencialmente caracterizado por depósitos glaciogénicos, que podem apresentar uma espessura entre 1 e 800 m (diamictitos, conglomerados, cascalho flúvio-glaciários, argilitos com fragmentos de rocha, entre outros sedimentos) (Johnson *et al.*, 1996 *in* GTK Consortium, 2006). O seu baixo conteúdo em fósseis dificulta uma correlação precisa com uma escala temporal (Scheffler, 2004), sendo a idade mais consensual o Carbonífero Superior.

O **Grupo Ecça** é a designação dada aos depósitos do Pérmico Inferior-Pérmico Médio que podem ser divididos em Ecça Inferior, Médio e Superior. O **Grupo Ecça Inferior** é caracterizado por sedimentos de natureza fluvial ou fluvio-torrencial resultantes da fusão da calote glacial do Supercontinente Gondwana. O **Grupo Ecça Médio** é formado por sedimentos ricos em matéria orgânica vegetal depositados em ambiente flúvio-lacustre associado ao clima temperado frio, após regressão glacial. O **Grupo Ecça Superior** é constituído por sedimentos de fácies fluvial, com depósitos de planície de inundação (Afonso *et al.*, 1998). Em geral estão presentes argilitos negros intercalados com arenitos, surgindo ocasionalmente camadas de carvão, associados a sedimentação fluvial, lacustre, deltáica e marinha (GTK Consortium, 2006).

Os sedimentos do **Grupo Beaufort** foram depositados em condições semelhantes às dos sedimentos do período anterior, diferindo apenas no clima, marcado por alternância de estações secas e húmidas. As características litostratigráficas gerais deste grupo da Bacia Principal do Karoo são a presença de argilitos de cor avermelhada, arenitos e ocasionalmente conglomerados associados a condições semi-áridas e áridas com espessuras até 5000 m (GTK Consortium, 2006).

O **Grupo Stormberg** é contemporâneo da fraturação e início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. De um modo geral é caracterizado pela presença de argilitos e arenitos com ocasionais níveis de carvão (GTK Consortium, 2006), sobrepostos por arenitos eólicos (que reflectem condições de aridez), nos locais onde estes sedimentos não foram removidos pela erosão. Estão igualmente presentes rochas basálticas que completam a sucessão, sendo a espessura máxima atingida por este grupo de 2000 m (GTK Consortium, 2006).

## 2.3 Karoo de Moçambique

Em **Moçambique** a cobertura sedimentar do Fanerozóico compreende todas as litologias depositadas após a orogenia pan-africana. Esta cobertura, como referido, é dividida no SGK (que se depositou durante a fase de separação do supercontinente Gondwana) e as sequências relacionadas com a formação do sistema do Rift Este-Africano, que compreende sedimentos terrestres associados a rochas ígneas (GTK Consortium, 2006). Neste trabalho será dado destaque apenas aos sedimentos do SGK que se depositaram em bacias activas durante o Carbonífero Superior-Jurássico Inferior (GTK Consortium, 2006).

Do ponto de vista litológico, o **Grupo Karoo Inferior** em Moçambique, compreende, a sequência sedimentar depositada durante o Carbonífero Superior-Triásico Inferior (Lopes *et al.*, 2014a), caracterizada pela ocorrência de depósitos glaciares e peri-glaciares na base, sobrepostos por sedimentos flúvio-glaciares, seguidos de sedimentos flúvio-limínicos (carbonosos e areníticos) (Paulino *et al.*, 2010 *in* Mussa, 2014). As formações que registam estes diferentes ambientes deposicionais são as seguintes (da mais antiga para a mais recente): Formação (Tilítica) de Vúzi; Formação (Gresosa) de Moatize e Formação (Margo-Gresosa) de Matinde.

O **Grupo do Karoo Superior**, mais recente que o anterior, é caracterizado pela continuação do preenchimento das bacias, mas em ambiente essencialmente fluvial e com muitas oscilações tectónicas durante o Triásico Superior e o Jurássico Inferior (Paulino *et al.*, 2010 *in* Mussa, 2014), estando presentes rochas magmáticas plutónicas e vulcânicas do Jurássico Inferior, que constituem a Grande Província Ígnea do Karoo (GTK Consortium, 2006). O Karoo Superior é representado por formações que diferem entre bacias, sendo a formação comum a todas, a Formação (Gresosa) de Cádzi.

Em Moçambique diferenciam-se seis grandes bacias sedimentares, definidas segundo a sua relação temporal com a fragmentação do Supercontinente Gondwana: Bacia do Médio Zambeze; Bacia do Baixo Zambeze; Bacia de Maniamba; Bacia do Rovuma; Bacia de Moçambique e Bacia do Lago Niassa. Na Bacia do Médio e Baixo Zambeze e Bacia de Maniamba, a sequência sedimentar é constituída pelos depósitos do Karoo, anteriores à fragmentação do Gondwana, durante o Pérmico Inferior-Triásico. As bacias do Rovuma e Moçambique são contemporâneas da fragmentação do supercontinente, formadas durante o Jurássico Superior-Triásico. A Bacia do Lago Niassa, a norte do país, formou-se durante a abertura do Rift Este Africano, entre o Miocénico-Pliocénico (Fernandes *et al.*, 2014a; 2014b). A



abertura do *rift* gerou diversas fases tectónicas extensionais que originaram vários *grabens* (Vasconcelos & Achimo, 2010). Nestes formaram-se as sub-bacias do vale do rio Zambeze referidas, as quais se encontram separadas por um dos principais blocos tipo *horst* presentes na província de Tete, constituídos por rochas ígneas e metamórficas de alto grau, do Pré-Câmbrico. Estas sub-bacias sedimentares foram ainda subdivididas nas seguintes bacias menores: Bacia Chicôa-Mecúcoè (com direção E-W e parcialmente submersa pela barragem de Cahora Bassa); Bacia Sanângoè-Mefidézi e Bacia de Moatize-Minjova (cujos eixos longitudinais estão orientados na direção NW-SE (Kreuser, 1994 *in* Cairncross, 2001) (Figura 2.4).

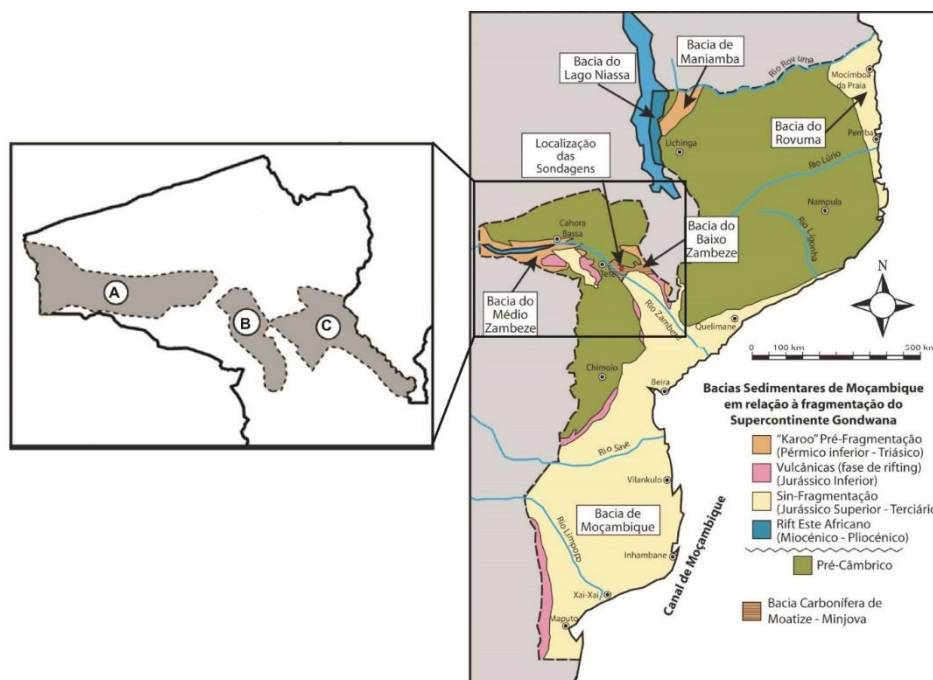


Figura 2.4: Bacias sedimentares de Moçambique relativamente à fragmentação do Supercontinente Gondwana (Fernandes *et al.*, 2014a; 2014b) e localização das sub-bacias do vale do rio Zambeze: A-Bacia Chicôa-Mecúcoè; B-Bacia Sanângoè-Mefidézi e C-Bacia de Moatize-Minjova (adaptado de Fernandes *et al.*, 2015).

Além das bacias já referidas, as formações do Karoo estão igualmente presentes nas bacias de Metangula (Verniers *et al.*, 1989; Vasconcelos & Achimo, 2010), Lugenda e M'potepote (Vasconcelos & Achimo, 2010). O SGK em Moçambique ocupa assim uma extensão considerável, encontrando-se distribuído pelas províncias de Niassa, Nampula, Manica, Maputo, Gaza e Tete. O estudo aqui descrito incide no SGK da **Bacia de Moatize-Minjova**, localizada na Província de Tete, no centro-oeste de Moçambique.

A **Bacia de Moatize-Minjova** prolonga-se pela cidade de Tete até à fronteira com o Malawi, tendo aí continuidade até ao vale do rio Shire (limitada por falhas que contactam a NE e SW com as rochas cristalinas do Pré-Câmbrico). Esta bacia, tal como as outras duas referidas, desenvolveram-se nas margens ou no interior de cratões do Proterozóico, sendo designadas de bacias intra-cratónicas (*graben* e *semi-graben*), separadas por *horst* constituídos por rochas do Pré-Câmbrico. As bacias intra-cratónicas são amplas regiões de subsidência dentro da crosta continental que geralmente se situam

afastadas das margens das placas ou distantes de regiões de orogénese (Klein, 1995 *in* Nichols, 2009). A sedimentação preferencial nestas zonas de subsidência aumentou a carga, tornando maior a taxa de subsidência, da qual resulta uma espessura de sedimentos considerável (Cairncross, 2001).

Das rochas do Pré-Câmbrico que formam os blocos de tipo *horst* destacam-se gabros e anortositos do Suite Tete do Mesoproterozóico e as rochas da Suite Guro e do Granito de Chacocoma do Neoproterozóico (GTK Consortium, 2006). Pensa-se que os vestígios do Karoo presentes no vale do Zambeze resistiram até aos dias de hoje, devido à proteção que as antigas depressões tectónicas do Soco antigo lhe asseguraram contra a erosão, pois são aproximadamente coincidentes com as que ainda hoje existem (Carvalho, 1969). Os espessos depósitos continentais que constituem o Karoo sedimentar, estão assim confinados a esta faixa tectónica, não se apresentando metamorfizados e praticamente não dobrados, sendo apenas afetados pela fraturação, que poderá ser a atividade tectónica sin-deposicional e posterior à deposição destas formações, já no Cretácico (Carvalho, 1969).

A sequência deposicional do Karoo inferior (Tabela 2.1) tem início com a deposição dos sedimentos da **Formação (Tilítica) de Vúzi** em paleo-depressões da paisagem inicial do Karoo (Vasconcelos & Achimo, 2010), estando atualmente depositada em discordância com as rochas cristalinas do Pré-Câmbrico (Fernandes, *et al.*, 2015). Esta formação é caracterizada pela presença de depósitos interpretados como glaciogénicos e periglaciares ou glacio-fluviais, sendo composta, de um modo geral, por conglomerados líticos matriz suportados (diamictitos) intercalados com níveis de argilitos carbonatados, silto-arenitos e lito-arenitos. Os seus sedimentos estão expostos em algumas localidades, aflorando ao longo do contacto do Karoo com os sedimentos do Pré-Câmbrico em manchas isoladas em alguns locais na região de Moatize. Esta formação, que se encontra na base da sucessão estratigráfica da Bacia de Moatize-Minjova, é correlacionada com **Grupo Dwyka** da Bacia Principal do Karoo na República da África do Sul, devido à posição estratigráfica dos conglomerados e à semelhança litológica. Por este motivo, foi-lhe atribuída a idade do Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. No entanto, a revisão palinológica destes depósitos, com base em sondagens realizadas ao longo do vale do rio Muarádzi, indica que o topo desta formação pode ser de idade mais recente- **Pérmico Inferior-Pérmico Médio** (Kunguriano-Roadiano) (Lopes *et al.*, 2014a; 2014b; Pereira *et al.*, 2014a; 2014b).

Tabela 2.1: Unidades estratigráficas do Pérmico e Triásico na Bacia de Moatize-Minjova.

Era	Período	Época ou Série	Super grupo	Grupo	Karoo África do Sul	Bacia Moatize-Minjova		
MESOZÓICA	Jurássico	Médio	Super Grupo do Karoo	Karoo Superior	Stormberg			
		Inferior						
	Triásico	Superior					Beaufort	Fm. Cádzi
		Médio						
		Inferior						
	Pérmico	Superior		Karoo Inferior	Ecca	Fm. Matinde		
		Médio					Fm. Moatize	
		Inferior					Fm. Vúzi	
	Carbonífero	Superior			Dwyka			

A **Formação (Gresosa) de Moatize**, antes designada de Série Produtiva de Moatize (Carvalho, 1977) assenta sobre a Formação de Vúzi ou em discordância com as formações ígneas e metamórficas do Pré-Câmbrico. Esta pode ser encontrada ao longo do vale do rio Zambeze, desde Zumbo até Mutarara e em pequenas manchas desde Tete até à Bacia de Mpotepote, ao longo do limite entre as rochas do Pré-Câmbrico e as do Fanerozóico. Encontra-se bem representada no distrito de Moatize, onde está definida a secção tipo desta formação, com uma espessura máxima de cerca de 340 m de sedimentos argilosos e orgânicos depositados e meio lacustre, com episódios de invasão de sedimentos deltaicos (Afonso *et al.*, 1998; GTK Consortium, 2006; Vasconcelos & Achimo, 2010). Na região de Moatize esta formação é caracterizada pela alternância de pelitos carbonosos (tendo como uma das mais notáveis características a abundância de níveis de carvão), com algumas camadas areníticas de granulometria fina (Vasconcelos & Achimo, 2010). Estes sedimentos foram depositados em ambiente lacustre em clima temperado e húmido. Os leitos de carvão desta formação tornaram conhecida a província de Tete, sobretudo a região de Moatize, que possui 489,8 milhões de toneladas estimadas deste recurso energético (MICOA, 2002). Nesta região foram descritas seis camadas de carvão principais, intercaladas por sequências litológicas bastante semelhantes, indicando uma ciclicidade dos processos de sedimentação. Estas são designadas localmente como **Complexo Carbonoso** (ordenada do mais antigo para o mais recente):

- Complexo Sousa Pinto: formado por carvões intercalados nos pelitos (argilitos e siltitos), apresentando uma espessura média de 14 m;



- Complexo Chipanga: trata-se do nível com maior espessura, cerca de 36 m, tendo como muro pelitos cinzentos e como tecto grés xistoso;
- Complexo Bananeiras: este complexo é formado por dois subcomplexos que estão separados por pelitos negros, que atingem no total cerca de 27 m;
- Complexo Intermédio: apresenta variações laterais significantes, sendo constituído por pelitos negros com apenas dois leitos finos de carvão, tendo uma espessura média de 22 m;
- Complexo Grande Falésia: igualmente caracterizado por grandes variações, apresentando uma espessura média de 12 m;
- Complexo André: corresponde ao topo do Complexo Carbonífero, com apenas uma camada de carvão com 1 m de espessura (Afonso *et al.*, 1998).

A ocorrência das seis camadas de carvão nas várias bacias não é uniforme. Na Bacia de Chicôa-Mecúcoè existem as seis camadas, mas em Sanângoè, a formação apresenta oito camadas (CAMEC, 2009 *in* Vasconcelos & Achimo, 2010). Na Bacia de Moatize-Minjova a quantidade de níveis de carvão varia entre 3 e 6.

Na região de Minjova as reservas de carvão são ligeiramente menores, estando avaliadas em cerca de 350 milhões de toneladas (MICOA). A Bacia de Moatize-Minjova é atualmente uma das bacias de Moçambique com exploração activa de carvão (Pereira *et al.*, 2015).

A Formação (Gresosa) de Moatize é correlacionada com **Grupo Ecça Médio-Superior** do SGK de África do Sul, tendo os macro e microfósseis de plantas, presentes nos sedimentos da sua base, ajudado a estimar a sua idade entre o **Pérmico Inferior-Pérmico Médio** (Daber, 1984 *in* Fernandes *et al.*, 2015).

A **Formação (Margo-Gresosa) de Matinde**, que assenta sobre a Formação de Moatize, é formada de um modo geral por sedimentos de origem fluvial (Afonso *et al.*, 1998), que registam a transição de condições húmidas temperadas para condições de clima quente e árido. Esta formação está presente nas bacias de Chicôa-Mecúcoè e de Moatize-Minjova, onde é constituída por arenitos de grande espessura com alternância de granulometria finas e grosseiras com estratificação cruzada planar, que assentam sobre pelitos, siltitos e margas siltosas (que contêm restos de troncos silicificados), existindo localmente algumas camadas de conglomerados com espessura entre 2 e 5 m. No topo da sucessão, os pelitos, siltitos e margas siltosas apresentam restos de vegetais fósseis fortemente oxidados (Vasconcelos & Achimo, 2010) e na base ocorrem ocasionalmente camadas de carvão.

Através de correlações estratigráficas com **Grupo Ecça Superior** da Bacia Principal do Karoo da África do Sul era assumido para esta formação, idade Pérmico Inferior-Pérmico Médio (Silva *et al.*, 1967 *in* Fernandes *et al.*, 2015). Porém, os dados palinológicos recentes realizados em sedimentos localizados próximos do rio Muarádzi, na região de Tete, revelam que os sedimentos da Formação de Matinde prolongam-se até idade mais recente, chegando ao Pérmico Superior, tendo ainda os marcadores bioestratigráficas do **limite Pérmico-Triásico** sido identificados próximo do topo desta formação (Pereira *et al.*, 2015).

Antes das recentes descobertas palinológicas, a **Formação (Gresosa) de Cádzi** (formalmente designada de Formação Arenítica de Tete) era considerada a transição entre o Paleozóico e o Mesozóico, sendo correlacionada pela sua litologia com o **Grupo de Beaufort** da Bacia Principal do Karoo de África do Sul. Os novos dados posicionam esta formação em idades mais recentes. Em termos litológicos, esta formação é caracterizada por arenitos arcóicos de tonalidade vermelha a castanha, de grão médio a grosseiro, de várias espessuras onde foram registados restos de troncos silicificados. Intercalado entre as camadas de arenitos ocorrem calcários e arenitos carbonatados. Na região de Mpotepte a formação tem a particularidade de assentar diretamente sobre a Formação (Gresosa) de Moatize, sendo nesta região formada por uma sucessão espessa constituída por arenitos finos (Vasconcelos & Achimo, 2010).

Na Bacia de Moatize-Minjova, a sequência estratigráfica termina com a Formação (Gresosa) de Cádzi, ao contrário das sub-bacias Chicôa-Mecúcoè e Sanângoè-Mefidézi, nas quais as sequências estratigráficas terminam com a Formação Zumbo (Triásico Médio-Jurássico Inferior), sucedida pela Formação Lualádzi (Triásico Superior-Jurássico Inferior), ambas unidades areníticas que apenas ocorrem nesta província.

A Formação de Matinde e Cádzi totalizam uma espessura aproximada de 4 km de rochas predominantemente detríticas (GTK Consortium, 2006).

As formações vulcano-sedimentares típicas do **Karoo superior**, não estão bem representadas na Bacia de Moatize-Minjova, destacando-se apenas a presença de unidades litológicas de natureza ígnea posicionados no topo da sucessão e a presença de intrusões filonianas, que podem estar associados ao início da fase de rifting responsável pela fraturação do Supercontinente Gondwana pós-Karoo, durante o Jurássico Inferior.

## 2.3 Sondagens ETA 15 e ETA 71

No Mapa Geológico à escala 1/250000, da Direcção Nacional de Geologia de Moçambique, a região de Tete (área de estudo) localiza-se na folha nº 1633 (Figura 2.5).

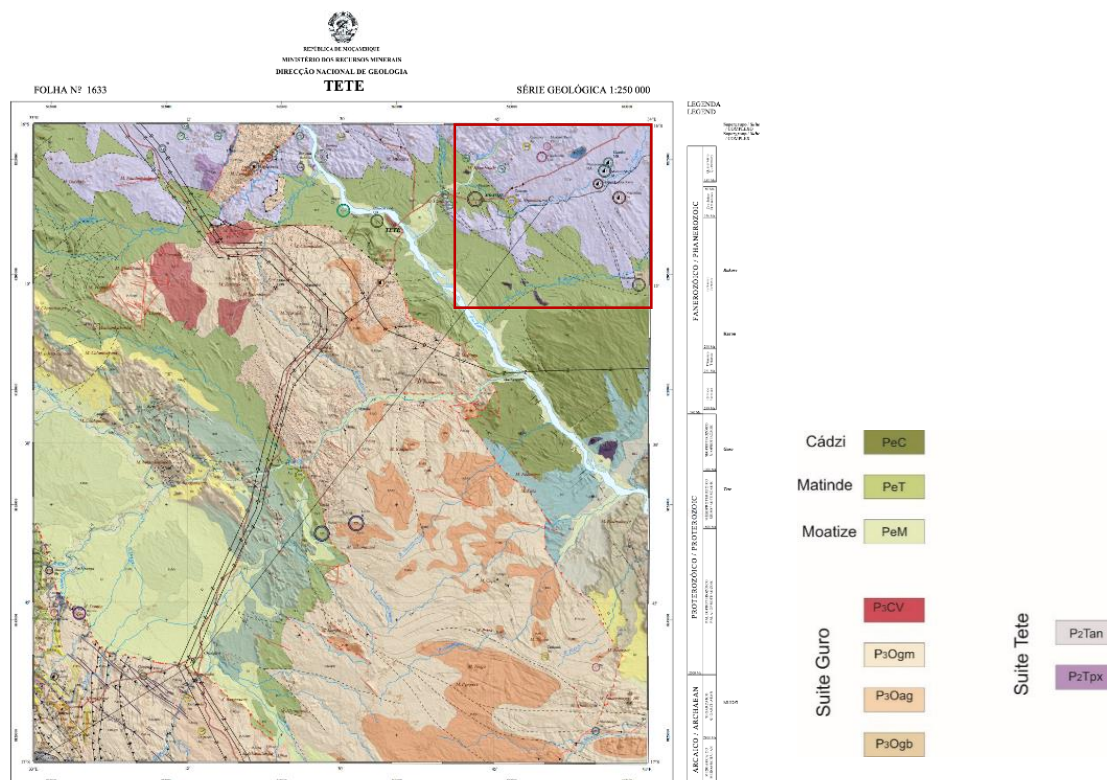


Figura 2.5: Mapa Geológico 1/250000 (nº 1633, Tete), com a região de estudo assinalada (Direcção Nacional de Geologia, Maputo, 2006).

As sondagens foram realizadas no âmbito de uma campanha de prospeção de carvão na Bacia de Moatize-Minjova, realizada pela empresa *ETA STAR Moçambique S.A.* Estas localizam-se no vale do Rio Muarádzi, numa região onde existem falhas de grandes dimensões (dezenas/centenas de metros), cuja direcção preferencial é NW-SE, existindo outras com direcção E-W (Figura 2.6). As falhas poderão resultar da formação de *grabens*, sendo todas classificadas como falhas normais.

As sondagens distam cerca de 1 km uma da outra, num alinhamento NE-SW.

A sondagem **ETA 15**, que se encontra próxima de uma falha com direcção NE-SW (onde se encontra encaixado um troço do rio Muarádzi), atingiu a profundidade máxima de 30.35 m (Figura 2.7). Na sua base apresenta uma camada de conglomerados matriz suportados (diamictitos) intercalados com níveis centimétricos de argilitos com 5.2 m de espessura, que apesar de serem litologicamente semelhantes, a sua idade não corresponde à Formação de Vúzi do Karoo inferior. Sobre esta camada assentam 21 m de argilitos carbonosos e argilitos cinzentos intercalados com três leitos de carvão (cuja espessura é inferior a 3 m) e duas pequenas camadas de arenitos.

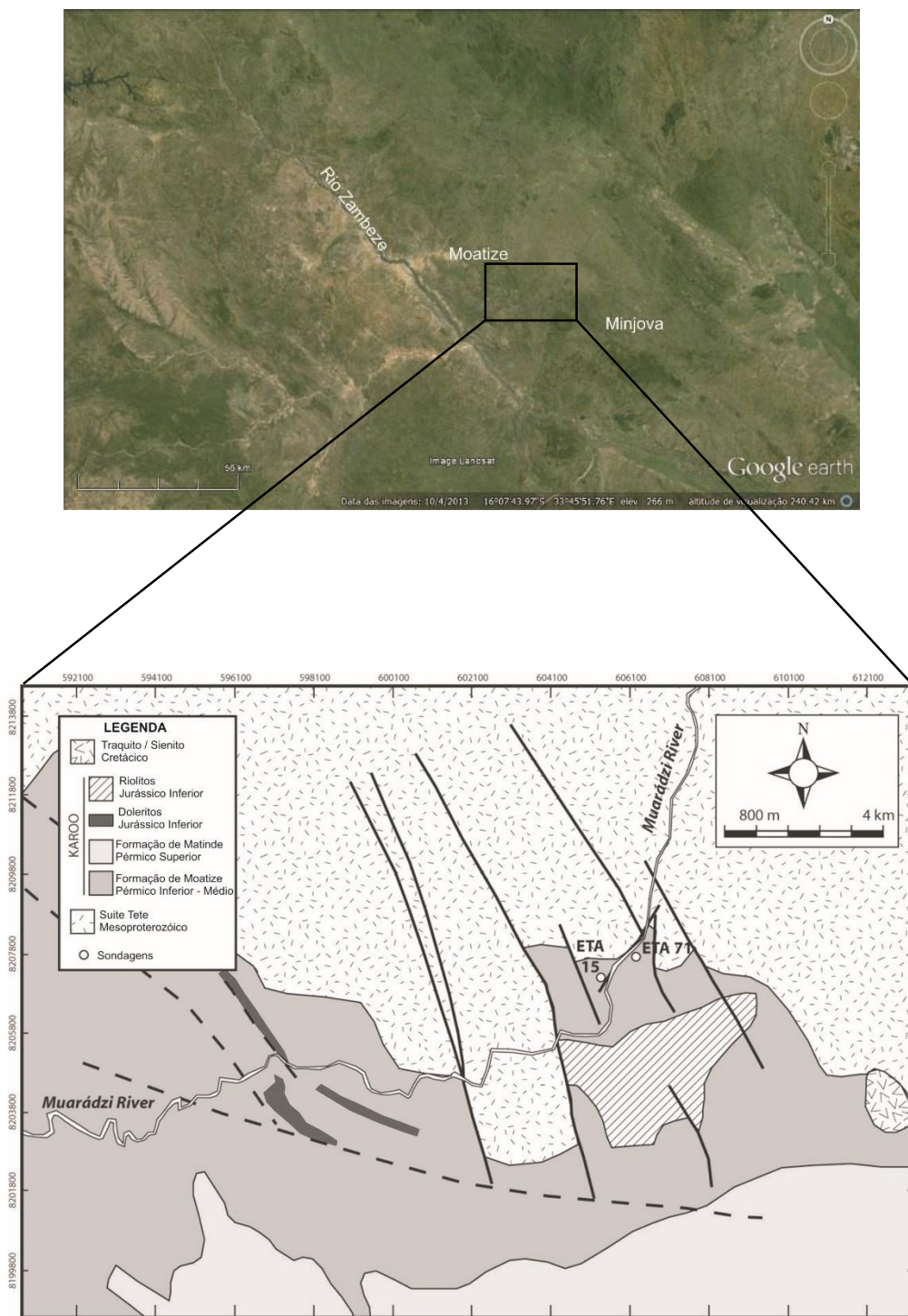


Figura 2.6: Localização geográfica das sondagens no vale do rio Muarádzi, na Bacia de Moatize-Minjova (adaptado de Google Earth, 2.09.2015) e Mapa geológico simplificado da Bacia de Moatize, Moçambique, com a localização das sondagens estudadas, ETA 15 e ETA 71 (adaptado de GTK Consortium, 2006, folha nº1633, Tete, Série Geológica 1:250 000, Direcção Nacional de Geologia, Maputo, 2006 *in* Fernandes *et al.*, 2015).

A sondagem **ETA 71**, encontra-se entre uma falha com direcção NW-SE e outra com direcção NE-SW. Apresenta uma organização litológica e profundidade semelhante à anterior, com 33.36 m de profundidade máxima, intersectando uma camada de conglomerados matriz suportados (diamictitos) intercalados com argilitos e siltitos, desde a profundidade máxima até aos 27.4 m (Figura 2.7).

Superiormente encontram-se 24.5 m de argilitos carbonosos e cinzentos com dois pequenos leitos de carvão (<1 m) e duas finas camadas de arenitos intercalados.

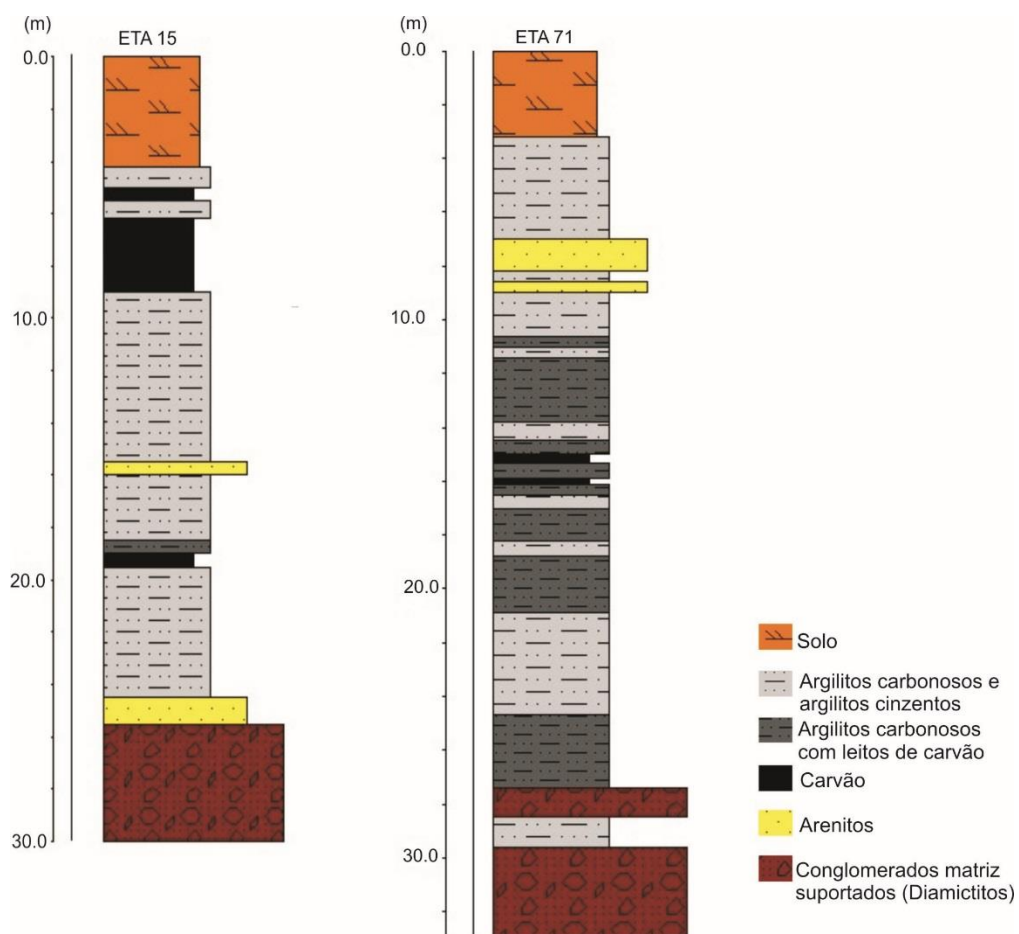


Figura 2.7: Perfis litológicos das sondagens ETA 15 e ETA 71.



### 3. Métodos de recolha e preparação aplicados na investigação

#### 3.1 Recolha de amostras

As amostras deste trabalho foram recolhidas nas sondagens ETA 15 e ETA 71, cuja localização foi escolhida pela proximidade das rochas do Pré-Câmbrico, que se reflete numa menor profundidade da Formação de Moatize relativamente à superfície.

Previamente à amostragem, observou-se a coluna litológica de cada sondagem, de modo a determinar as litologias mais favoráveis ao estudo pretendido. A recolha das amostras realizou-se após a anotação das características sedimentológicas das camadas e indicação da profundidade das mesmas. A quantidade a amostrar, teve em conta as diferentes preparações laboratoriais a que iriam ser submetidas, tendo sido recolhida cerca de **100 g**.de cada amostra.

Para premunir a recolha de amostras produtivas, consideraram-se como critérios principais a **granulometria**, preferencialmente fina (argila, silte ou areia fina) e a **cor** da rocha, de preferência escura (negra, cinzenta ou castanha). Evitou-se a recolha de amostras em litologias com meteorização, com indicadores de alteração hidrotermal ou em locais próximos de intrusões ígneas (Lopes, 2013).

Na sondagem ETA 15 foram recolhidas 8 amostras (M36; M37; M38; M39; M40; M41; M42 e M43) entre 9.16 e 20.67 m de profundidade, ao longo das camadas de argilitos carbonosos e cinzentos com pequenos leitos de carvão e finas camadas de arenitos. As camadas da base não foram amostradas, por não conterem nenhum nível com matéria orgânica (Figura 3.1).

Na sondagem ETA 71 foram recolhidas 9 amostras (M44; M45; M46; M47; M48; M49; M50; M51 e M52) entre 18.84 m e 33.23 m de profundidade, das quais cinco foram recolhidas na camada de conglomerados matriz suportados (diamictitos) intercalados com argilitos e siltitos, na base da sondagem e as restantes nos argilitos carbonosos e cinzentos com leitos de carvão e camadas de arenitos pouco espessos. As camadas do topo da sondagem não foram amostradas, devido ao estado de alteração que apresentaram (Figura 3.1).

Todas as amostras recolhidas encontram-se arquivadas na litoteca do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), em S. Mamede de Infesta.



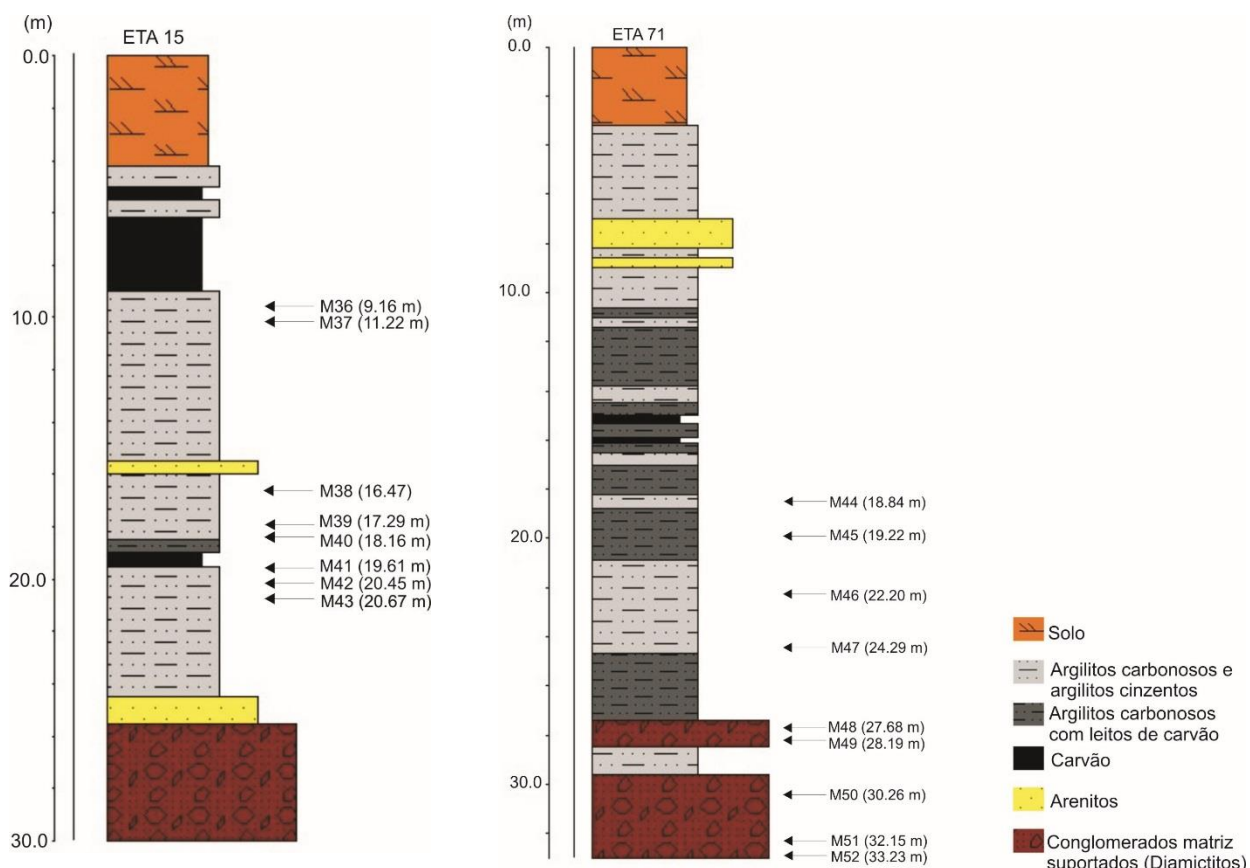


Figura 3.1: Perfis litológicos das sondagens ETA 15 e ETA 71, com a posição e referência das amostras.

### 3.2 Procedimentos laboratoriais

Tendo em conta os diferentes dados que se pretende aferir das amostras recolhidas, estas tiveram de ser sujeitas a diferentes procedimentos laboratoriais cujas metodologias apresentam etapas idênticas e etapas distintas. Entre as etapas semelhantes incluem-se a desagregação mecânica das amostras e o processo de desmineralização, os quais envolvem uma série de tratamentos químicos, nos quais se pretende concentrar o resíduo orgânico presente nas amostras analisadas (Figura 3.2).

A preparação das amostras destinadas ao estudo palinológico foi realizada no Laboratório de Palinologia do LNEG, em S. Mamede de Infesta. O procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para avaliação do grau de maturação (fluorescência e cor dos palinomorfos e medição do poder refletor da vitrinite) e aplicado à amostras destinadas à interpretação paleoambiental (palinofácies), foi executado na Universidade do Algarve na Faculdade de Ciências e Tecnologias (UALG/FCT).



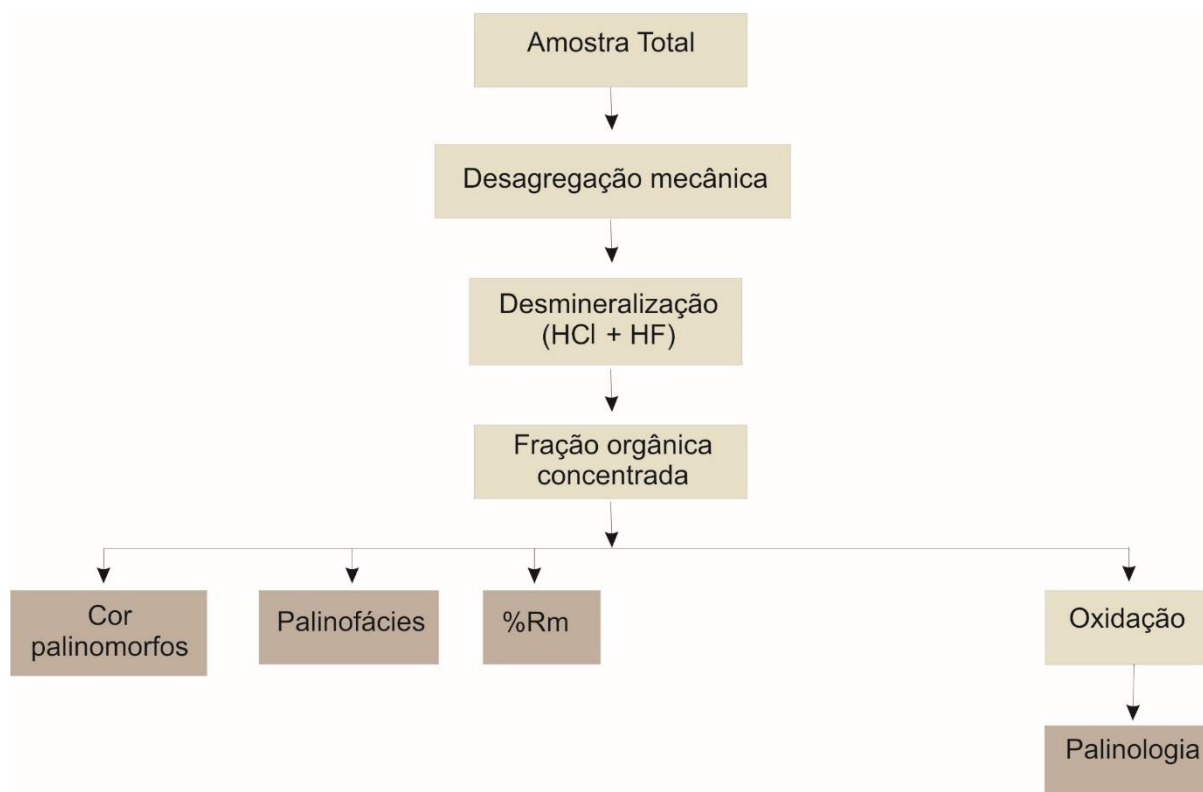


Figura 3.2: Fluxograma das metodologias e técnicas utilizadas.

### 3.2.1 Preparação laboratorial de amostras para estudos palinológicos

A preparação laboratorial deve considerar os resultados que se pretende obter e as especificidades das amostras em estudo, nomeadamente o tipo de litologia ou o estado de incarbonização da matéria orgânica. Tendo em conta estas premissas é necessário adaptar as diferentes etapas do processo, ao tipo de amostras em estudo.

A metodologia utilizada no processo de tratamento palinológico consta de cinco etapas principais, tendo início com a limpeza e fracionamento físico das amostras, de modo a prepará-las para a etapa da eliminação da componente inorgânica (fração mineral) por tratamento químico, num processo designado por desmineralização. Posteriormente o resíduo orgânico é limpo e concentrado podendo, após esta fase, ser sujeito à oxidação. Por fim fazem-se as lâminas delgadas para a observação e estudo ao microscópio.

**1)** As cerca de 100 g de cada amostra foram desagregadas, com o auxílio de um martelo (Figura 3.3). Os fragmentos foram lavados em água corrente, para a remoção de todas as partículas de menores dimensões, que pudessem reagir violentamente com os ácidos.



Figura 3.3: Processo de fracionamento físico das amostras estudadas.

2) Os fragmentos foram colocados em frascos de Teflon® de boca larga, devidamente fechados e catalogados, onde foram sujeitos a uma sucessão de ataques, utilizando ácidos com diferentes concentrações, para remoção progressiva da fração mineral do sedimento, designadamente silicatos e carbonatos, dentro de uma hotte de laboratório para manipulação de produtos químicos (Figura 3.4).



Figura 3.4: Frascos de Teflon® com amostras em tratamento, com banho ácido (HF e HCl) dentro de uma hotte de laboratório.

No primeiro tratamento químico foi utilizado o **ácido flurídrico** (HF) a 48% à temperatura ambiente, para remoção de silicatos e minerais silicatados estando as amostras expostas a 150 ml deste reagente durante 5 dias.

Após a neutralização e decantação com água canalizada, o ácido foi renovado, tendo sido acrescentado 100 ml adicionais deste, ficando as amostras de rocha a reagir durante mais 10 dias, ao longo dos quais a solução foi agitada duas vezes por dia, de modo a destruir a maior quantidade de

rocha possível. Em seguida neutralizou-se a reacção com água canalizada e procedeu-se à decantação durante cerca de 12 horas. No final, o ácido foi colocado em garrações próprios para o efeito, permitindo o seu reencaminhamento para processos de reciclagem e valorização. Foi acrescentada novamente água canalizada à amostra e esta decantou, uma vez mais, durante 24 horas, sendo posteriormente eliminada, levando consigo os materiais finos que se mantiveram em suspensão.

Posteriormente, procedeu-se à eliminação dos carbonatos, através da adição de 150 ml de **ácido clorídrico** (HCl) a 37 %, num gobelé devidamente catalogado, com 100 ml do resíduo. Aumentou-se a temperatura do preparado, ficando este em banho-maria até levantar fervura, sendo a solução continuamente agitada com uma vareta de vidro.

Após a reacção completa da amostra, seguiu-se a neutralização e a decantação com água canalizada, durante 24 horas. O líquido foi posteriormente eliminado, mantendo no recipiente o conteúdo que se depositou.

Para garantir a eliminação eficiente da sílica e de algum material silicatado, a amostra foi novamente atacada com 100 ml de HF a 48%, utilizando-se novamente os frascos de Teflon®, devidamente identificados. O ácido foi deixado a reagir durante um dia, agitando a solução periodicamente durante esse período de tempo, de modo a promover a reacção. A solução foi neutralizada, ficando a decantar, sendo este processo de decantação repetido uma segunda vez.

**3)** Para que haja uma maior concentração de palinórfos, foi eliminada matéria inorgânica fina remanescente como, partículas da dimensão do silte e da argila que tenham resistido ao ataque dos ácidos. Para esta concentração, fez-se a limpeza final dos resíduos, pela filtração dos mesmos, utilizando um crivo de 20 µm, juntamente com água. Esta dimensão permite a eliminação de partículas finas, sem que haja perda de palinórfos.

No final, os resíduos foram armazenados em pequenos frascos de plástico, devidamente catalogados, juntamente com água (Figura 3.5).

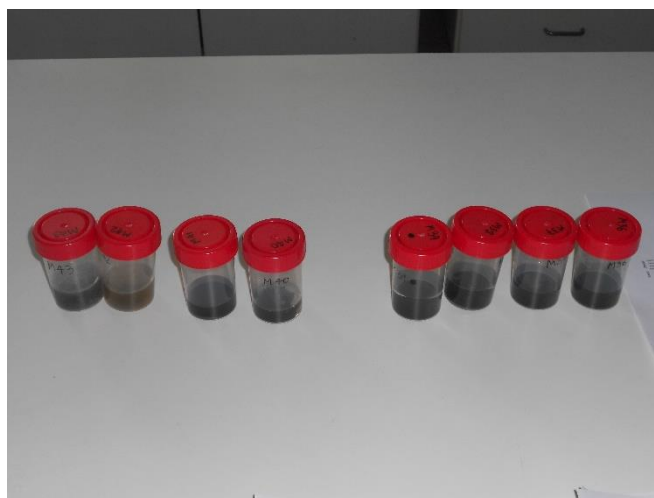


Figura 3.5: Frascos utilizados no armazenamento do resíduo orgânico concentrado.

4) Terminada esta etapa, procedeu-se à análise preliminar dos resíduos, através da sua observação ao microscópio ótico, verificando-se o grau de concentração e o estado de limpeza dos palinomorfos. Esta avaliação permite igualmente determinar, o tempo necessário para a oxidação de cada amostra, a qual depende da tonalidade geral dos palinomorfos. Quanto mais escuros (incarbonizados) estes se apresentarem, maior será o tempo necessário de exposição aos reagentes, pois a oxidação provoca o desgaste químico da estrutura exterior da parede dos palinomorfos.

Para o **processo de oxidação** das diferentes amostras, utilizou-se a **solução oxidante de Shulze**, a qual é composta por uma mistura de ácido nítrico fumante ( $\text{HNO}_3$ ) a 100 % e 2-5 gramas de Clorato de Potássio ( $\text{K}_2\text{ClO}_3$ ). Para a realização desta solução, colocaram-se os reagentes num funil de Buchner com um crivo de porcelana de 20  $\mu\text{m}$ , conectado com um kitasato de vidro (Figura 3.6). Esta solução foi adicionada ao resíduo orgânico que se encontrava sobre o filtro, ficando este a reagir durante cerca de 30 segundos a cerca de 1 minuto, dependendo do estado de incarbonização do material. Este tempo foi rigorosamente controlado, de modo a evitar excessiva erosão ou total desaparecimento das paredes dos palinomorfos. Após este período de tempo, a reação foi neutralizada com água canalizada, tendo-se acelerado o processo de filtração recorrendo à sucção por vácuo.

Após a oxidação, as amostras foram filtradas, utilizando água corrente e um crivo de 20  $\mu\text{m}$ , num processo mecânico que facilita a remoção da fração de granulometria mais fina, no caso desta não ter sido eliminada na terceira etapa. Este processo de lavagem, promoveu a recuperação das partículas orgânicas, retidas no crivo, as quais foram colocadas num gobelé de vidro, com auxílio de uma pipeta de plástico.

Durante este procedimento, o resíduo orgânico foi sendo controlado ao microscópio ótico, de modo a verificar se seria necessária a repetição do processo de oxidação ou apenas o processo de lavagem seguinte, caso os palinomorfos apresentassem cor escura ou caso existissem demasiadas partículas inorgânicas, respetivamente.

De seguida colocou-se em cada gobelé hidroxietilcelulose (celucite), solução química que permite a dispersão dos palinomorfos, impedindo que se aglutinem, facilitando assim a sua observação.



Figura 3.6: Oxidação do material orgânico. 1 - funil de Buchner com um crivo de porcelana de 20 µm; 2 - kitasato de vidro; 3 - mangueira flexível para execução da sucção por vácuo.

**5)** A partir do resíduo obtido, prepararam-se as lâminas delgadas para os estudos palinológicos. Nas lamelas, devidamente identificadas, colocou-se, com auxílio da pipeta, uma gota de resíduo no centro das mesmas, tendo estas ficado a secar na estufa durante mais de 24 horas.

Depois de secas, as lamelas foram colocadas sobre uma lâmina delgada, onde previamente foi aplicada uma gota da resina acrílica *Entellan*® deixando-se secar durante 24 horas. Para cada amostra foram preparadas entre 8 a 10 preparações de lâminas delgadas.

O resíduo não utilizado foi arquivado em frascos devidamente identificados.

### **3.2.2 Preparação laboratorial de amostras para estudos de palinofácies e maturação orgânica - fluorescência e cor dos palinomorfos**

A preparação das amostras para a análise de palinofácies e maturação orgânica iniciou-se com a colocação de uma gota de resíduo orgânico (concentrado segundo a metodologia descrita em 3.2.1. (etapa 1; 2 e 3) sobre a lamela, ficando a secar durante 1 a 2 dias, numa estrutura de plástico acrílico fechada para evitar contaminações (Figura 3.7).

Após a secagem, colocou-se resina *Entellan*® sobre as lâminas (devidamente identificadas) e sobre estas, as lamelas já secas, ficando a resina a secar.



Figura 3.7: Estrutura de plástico acrílico para proteção das amostras, para estudos de palinofácies e maturação orgânica, contra agentes exteriores.

### 3.2.3 Preparação laboratorial de amostras para medição do poder reflector da vitrinite

O método de preparação das amostras para medição do poder reflector da vitrinite seguiu as técnicas adaptadas de Hillier & Marshall, (1988 *in* Fernandes, 2000). Este método é repartido em duas fases: uma fase inicial de **concentração do resíduo orgânico** e outra posterior de **montagem de lâminas e polimento do resíduo orgânico**.

Para estas preparações, utilizou-se resíduo orgânico concentrado segundo o método descrito em 3.2.1. (etapa 1; 2 e 3).

O processo de montagem das lâminas teve início com a colocação de lubrificante (politetrafluoretileno – PTFE) numa lamela, tendo-se esperado que este secasse durante uns segundos. Este produto permitiu, que a resina colocada posteriormente, a qual constitui o meio de montagem, não se agarrasse à lamela. Esta lamela ajuda na obtenção de uma camada plana deste meio de montagem.

De seguida colocou-se o resíduo orgânico, em fase aquosa, sobre as lâminas e aguardou-se que este secasse durante dois dias, na estrutura já referida em 3.2.2 (Figura 3.7).

Misturou-se num copo de vidro, resina com 1 % de endurecedor (resina epóxica), agitando suavemente a solução, de modo a evitar a formação de bolhas. Esta resina foi colocada sobre as lâminas, tendo em conta que, a quantidade de meio de montagem deverá abranger toda a lamela, que será disposta sobre a lâmina devidamente identificada.

Após cerca de 2 horas, o meio de montagem tinha a consistência ideal para o cuidadoso destacamento da lamela, com o auxílio de uma lâmina de cortar. Nas lâminas obteve-se uma fina camada, com partículas orgânicas incorporadas na resina, a qual, como já anteriormente referido ficou plana. Foram necessárias 8 a 12 horas de secagem desta preparação, para garantir a consistência necessária aos processos seguintes.



Com o meio de montagem seco, procedeu-se à fase de polimento, essencial para uniformizar o material, de modo a evitar relevos acentuados, riscos e outras irregularidades. Com este procedimento pretende-se garantir que não existem desvios da luz reflectida, permitindo uma correta medição da reflectância da vitrinite.

Esta fase está dividida em duas etapas.

Na primeira utilizou-se um disco de papel de carboneto de silício, com função abrasiva, juntamente com água destilada, retirando assim as maiores irregularidades do preparado, movendo o disco em movimentos circulares sobre a lâmina. A abrasão foi controlada regularmente ao microscópio, de modo a evitar demasiados riscos no material.

Na segunda fase do processo foram utilizados pós de alumina, juntamente com água destilada; tendo-se colocado uma gota desta solução sobre a lâmina, com uma pipeta de plástico e com o auxílio de um disco de tecido, no qual a solução ficou impregnada (Figura 3.8); procede-se ao polimento, com suaves movimentos circulares utilizando uma estrutura de plástico, que garante a posição fixa da lâmina (Figura 3.9). Fez-se o polimento com pós de diferentes frações, iniciando-se com a maior fração e terminando com o de menor fração, retirando-se o excesso de riscos do polimento anterior. O primeiro a ser aplicado foi o de maior granulometria ( $1\ \mu\text{m}$ ), durante 3 minutos, seguido do pó de granulometria  $0.3\ \mu\text{m}$ , durante 2 minutos e, por último, o de menor dimensão ( $0.05\ \mu\text{m}$ ), durante 1 minuto.

Posteriormente, a lâmina foi limpa com água corrente e seca. O controle do polimento foi regularmente feito ao microscópio. Nos casos em que foi necessário novo polimento, utilizou-se apenas o pó de alumina de menor granulometria.

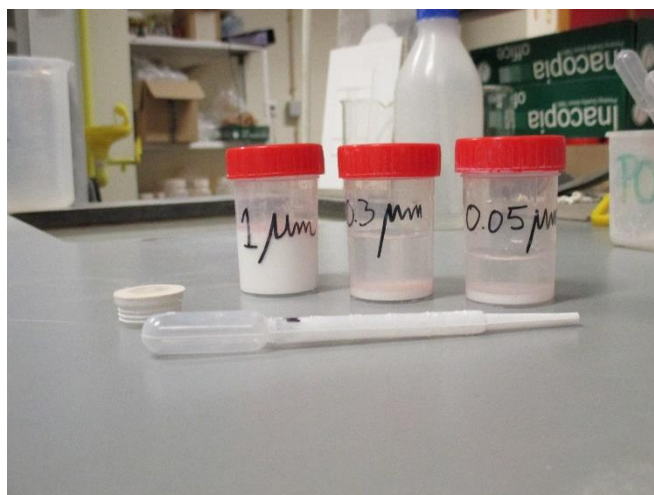


Figura 3.8: Diferentes frações de pós de alumina para polimento. Disco de tecido e pipeta utilizada para colocar a gota da solução na lâmina delgada.

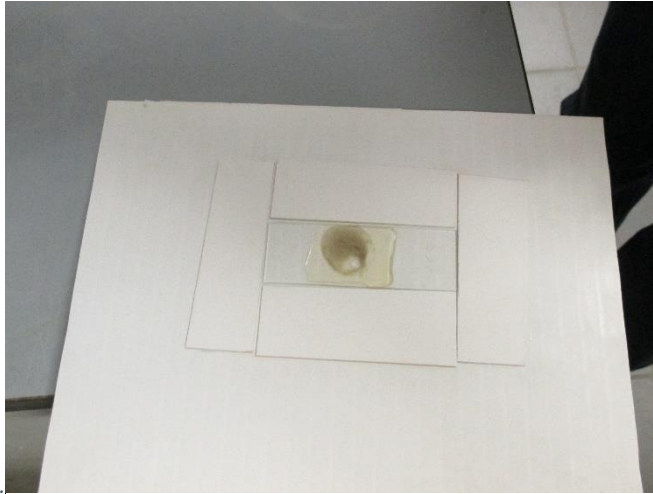


Figura 3.9: Estrutura de plástico que garante a posição fixa da lâmina delgada.

Este método além de simples, permite que as amostras sejam estudadas tanto em microscopia de luz transmitida como de luz reflectida.



## 4. Palinologia

### 4.1 Introdução

O termo **Palinologia**, criado por Hyde & Williams (1940 *in* Castro 2006)), designa o estudo dos esporos e grãos de pólen fósseis e actuais. A origem etimológica da palavra deriva do grego *palunein* (παλυνειν) (Traverse, 1988), e do latim *pollen*, que significa respetivamente pulverizar e pó fino. Esta área do conhecimento integra um dos ramos de interesse da Paleontologia, quando é aplicada às formas fósseis com parede orgânica, entre os quais se encontram os microfósseis orgânicos obtidos por maceração de rochas sedimentares (Traverse, 1988).

Esta ciência vai para além do conhecimento dos esporos e pólenes, interessando-se igualmente pelo estudo de outros organismos como acritarcas, dinoflagelados, algas coloniais, quitinozoários, escolecodontes (microrganismos planctónicos e bentónicos com revestimento celular não mineralizado), tal como fungos. Estes microrganismos e “estruturas” de parede orgânica são designados de **palinomorfos**, termo criado por Scott e introduzido por Tschudy em 1961 (Castro, 2006).

A história da Palinologia antecede o ano em que o termo foi definido, estando o desenvolvimento desta ciência em, muito associado, aos avanços nos estudos morfológicos, anatómicos e filogenéticos das plantas e ao desenvolvimento dos microscópios, instrumento que permitiu que grãos de pólen fossem observados pela primeira vez em 1640, com grandes ampliações, pelo britânico Nehemiah Grew. Mais tarde, em 1838, esporos e pólenes foram descritos pela primeira vez por Goeppert, e dois anos depois foram os dinoflagelados e acritarcas fósseis por Ehrenberg (Vieira, 2008). Só em meados de 1900, os conhecimentos adquiridos relativamente aos esporos e pólenes fósseis tiveram um fim prático, quando foram incluídos nos estudos relativos à vegetação do Holocénico. Mais tarde, no final de 1930, Potonié considerou a Paleopalinologia uma ferramenta útil, aplicada à indústria do petróleo, para a realização de correlações biostratigráficas, sendo o seu uso alargado aos quistos de dinoflagelados, nos anos 60, por investigadores como Evitt, Wall, Williams, Norris, entre outros (Vieira, 2008).

Os palinomorfos possuem dimensões que variam, em média, entre 5 e 500 µm e a sua parede orgânica pode ser composta por esporopolenina, quitina ou pseudoquitina, sendo a esporopolenina um dos compostos orgânicos mais inertes quimicamente que se conhecem na natureza. Tendo em conta esta premissa, a preparação laboratorial para a sua observação envolve processos de maceração intensa com recurso à utilização de ácidos, nomeadamente o clorídrico (HCl), o fluorídrico (HF) e o nítrico (HNO<sub>3</sub>) (Jansonius & McGregor, 1996).

A investigação aqui descrita incide sobre o estudo de microrganismos fósseis – Paleopalinologia, ramo da Palinologia útil à compreensão do contexto ambiental das bacias de sedimentação, nas quais os palinomorfos foram depositados, juntamente com os sedimentos. Estes fornecem pistas relativas à temperatura, humidade, profundidade e salinidade, essenciais, por exemplo, ao desenvolvimento das plantas precursoras dos esporos e pólenes (criptogâmicas e fanerogâmicas). É igualmente possível

obter informações estratigráficas pela determinação da idade relativa dos sedimentos em que estão contidos, sendo possível correlacionar depósitos, pois os esporos e pólenes fósseis fornecem indicações relativas à evolução da vegetação que existiu na Terra nos últimos 420 milhões de anos (Castro, 2006).

#### 4.1.1 Estudo de plantas produtoras de esporos e pólenes

##### 4.1.1.1 Plantas Briófitas e Pteridófitas

Os **esporos** são células de criptogâmicas (plantas sem aparelho reprodutor macroscópico), que asseguram a protecção do seu conteúdo protoplasmático (por apresentarem parede celular constituída por esporopolenina), durante o processo de dispersão, antes do momento de germinação de um novo indivíduo. A sua função é essencial no ciclo de reprodução da sua espécie, sobretudo no ciclo de vida das plantas **Briófitas** e **Pteridófitas**.

As **Briófitas** são plantas criptogâmicas, de pequenas dimensões, que não possuem vasos condutores especializados no transporte de nutrientes, sendo estes transportados por difusão, num processo lento de célula para célula. Morfologicamente o seu corpo não se diferencia em raiz, caule e folhas, sendo chamado de talo. Porém, para distinguir as pequenas estruturas que constituem o talo são aplicadas as designações de rizóides (às estruturas filamentosas semelhantes a raízes), caulóide, filóide e cápsula (Figura 4.1). A cápsula é formada por esporócitos, cuja função é a produção de esporos. O seu ciclo de vida é marcado pela alteração de gerações, haplóide e diplóide, havendo um predomínio da geração haplóide (gametófito) relativamente à geração diplóide (esporófito).

As briófitas adaptam-se facilmente à generalidade dos ambientes, com excepção do mar e dos desertos extremos. Contudo, o maior desenvolvimento destes vegetais é alcançado em habitats caracterizados pela presença de pouca luminosidade e muita humidade, uma vez que a água é fundamental no seu processo de reprodução. A água é o meio de transferência dos anterozóides (gâmetas masculinos), que se encontram no anterídeo, para o arquegónio, onde se encontram as oosferas (gâmeta feminino), durante a haplofase do ciclo de vida. Quando estas duas células se juntam ocorre a fecundação, dando origem ao ovo ou zigoto, que inicia a geração esporófito correspondente à diplofase. A partir do esporófito, desenvolve-se o esporângio – cápsula, que contém células-mãe dos esporos. Estes por sua vez, através do processo de meiose (meiose pré-espórica), originam esporos (haplóides) em forma de tétradas. A rutura do esporângio permite a dispersão dos esporos, que ao caírem na terra germinam e dão origem ao gametófito (designado de protonema na fase jovem), o qual possui vida livre.

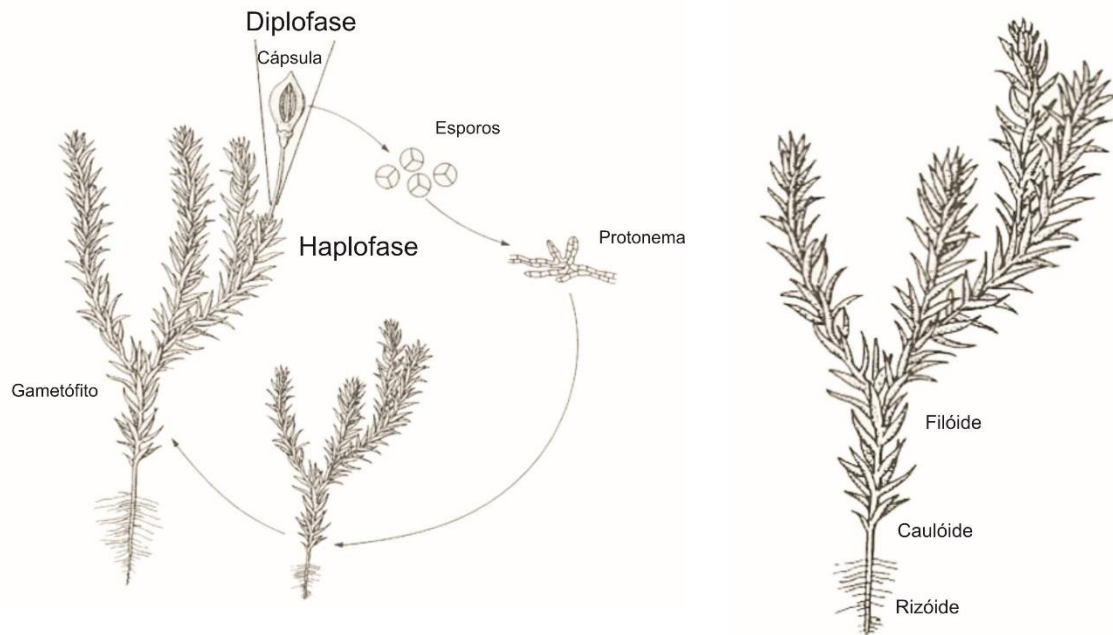


Figura 4.1: Ciclo de vida e morfologia das plantas briófitas (musgo) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

Esta classe de plantas terrestres é representada pelas hepáticas e pelos musgos, que são menos primitivos que as primeiras. As diferenças entre estas duas classes ocorrem sobretudo ao nível do esporófito (mais desenvolvido nos musgos) e ao nível da dependência de humidade (maior nas hepáticas). Muitas hepáticas, apresentam com regularidade, hifas de fungos nos seus rizóides e nas células do talo, sendo difícil distinguir se se trata de parasitismo ou de uma relação de simbiose (Verlag, 1974).

Os primeiros registos paleontológicos das briófitas datam do Devónico Superior, tendo sido encontrados fósseis de hepáticas nos sedimentos Carboníferos de Inglaterra e fósseis de musgos nos sedimentos do Pérmico da região de Saar na Alemanha e da Rússia meridional, sendo a maioria fósseis proveniente do Triásico (Verlag, 1974). As briófitas são portanto um grupo de plantas primitivas, que não terão sofrido nenhum desenvolvimento relevante durante o Mesozóico e o Cenozóico, possuindo no geral as mesmas características que os géneros atuais. Dadas as suas características, pensa-se que possam ter evoluído a partir da classe de algas verdes – as clorófitas, pois apresentam várias semelhanças do ponto de vista bioquímico (pigmentos fotossintéticos e substâncias de reserva) (Verlag, 1974). Estas algas, que viviam em ambiente aquático, poderão ter evoluído para plantas terrestres, durante o Ordovícico e o Silúrico (Traverse, 1988), pois o seu nível de organização é bastante semelhante. Contudo, não existem ainda evidências paleontológicas que o comprovem (Figura 4.2).

Quanto à distribuição, as briófitas surgem juntamente com as fanerogâmicas.

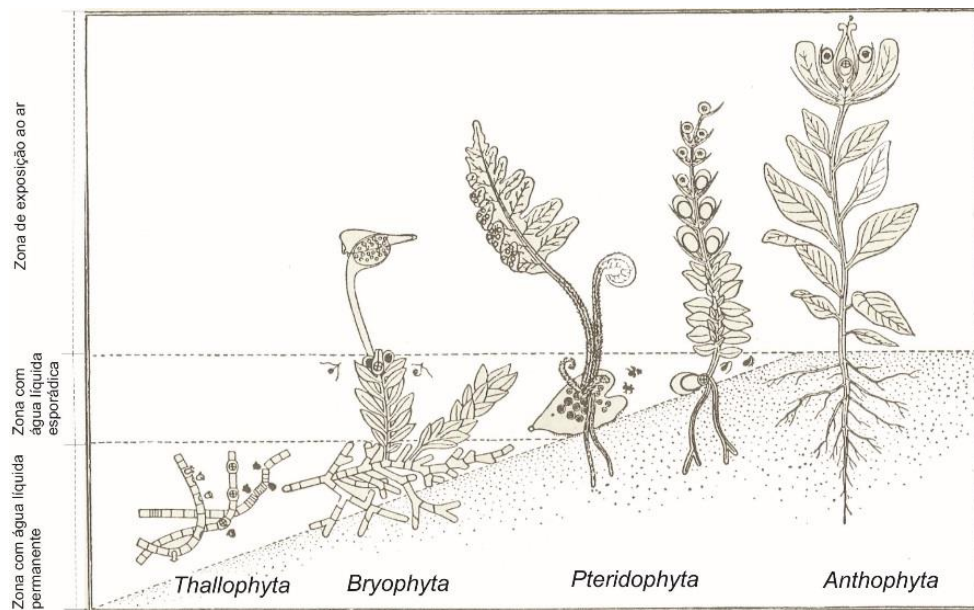


Figura 4.2: Representação esquemática da evolução das plantas terrestres (Embriófitas) em relação à sua adaptação à vida terrestre, nomeadamente as briófitas e as pteridófitas (adaptado de Verlag, 1974)

A classe das **Pteridófitas** representam as plantas criptogâmicas, que tal como as briófitas preferem ambientes húmidos, favoráveis à sua reprodução (Traverse, 1988), embora existam algumas espécies que se adaptaram a áreas menos dependentes da humidade, não sendo possível a sua reprodução em ambientes desérticos. Ao contrário das anteriores, esta classe de plantas possui vasos condutores, sendo morfologicamente constituídos por raiz, caule, folhas e esporângios. Nas pteridófitas há igualmente uma alteração evidente de duas gerações, sendo a diplóide (esporófito) predominante sobre a haplóide (gametófito) (Figura 4.3). Outra das diferenças verificadas entre estas duas classes de plantas, é a redução da dimensão do anterídio, havendo igualmente pequenas diferenças ao nível do número de células das estruturas do arquegónio. Nas folhas destas plantas existem esporângios, formados por células diplóides, designadas de esporócito. Numa das fases do seu ciclo de vida, estas células dividem-se pelo processo de meiose, dando início a uma etapa na qual as estruturas possuem células haplóides – a haplofase, representada pela formação das tétradas de esporos (Figura 4.4).

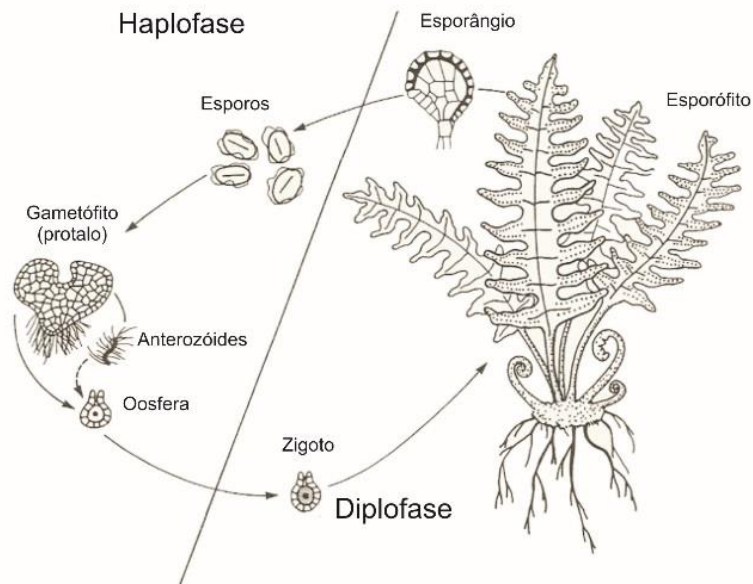


Figura 4.3: Ciclo de vida das plantas pteridófitas (fetos) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

Os esporos ao serem libertados da planta vão germinar, dando lugar ao gametófito (ou protalo), que possui vida livre. Nesta estrutura diferenciam-se gametângios masculinos (anterídio), que originam os anterozóides flagelados e diferenciam-se gametângios femininos (arquegônio), onde estão contidas as oosferas. A presença de água líquida é crucial no processo de fecundação, embora este grupo de plantas seja menos dependente da água do que as briófitas. A água facilita o cruzamento de ambos os gametas, a partir do qual se originam o ovo ou zigoto, que determinam o fim da geração haplóide e marcam o início da diplofase. A partir desta fase inicia-se o desenvolvimento da planta, dando lugar à continuidade do ciclo.

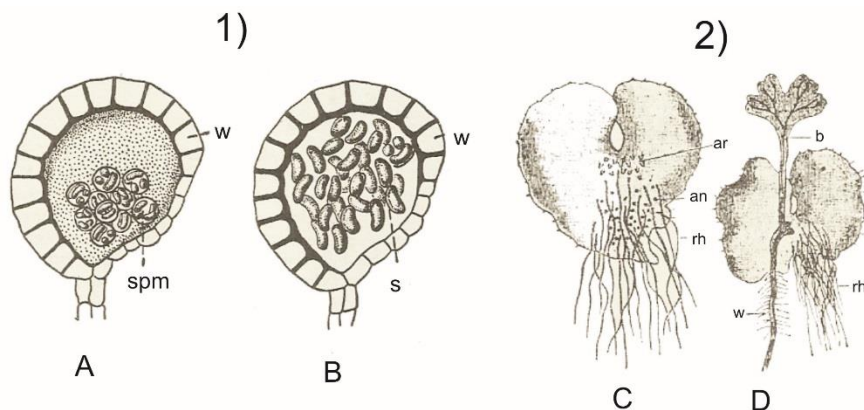


Figura 4.4: **1)** Desenvolvimento do esporângio: Células parietais (A); as células engrossam e formam o anel (w); as células-mãe dos esporos formam as tétradas de esporos (spm); esporângio maduro com esporos prontos a serem libertados do esporângio (B). (200x, segundo Harder *in* Verlag, 1974).

**2)** *Dryopteris filix* (pteridófitas): zona adjacente do protalo (C) com arquegônio (ar); anterídios (an); rizóides (rh); protalo (D) com planta jovem (b), e raiz (w). (8x segundo Schenck *in* Verlag, 1974).

A dispersão geográfica das pteridófitas é semelhante à das angiospérmicas. Estas plantas estão distribuídas por todas as zonas climáticas, sendo o maior número de espécies e as maiores dimensões alcançadas nos trópicos. Há registos desta classe de plantas desde o Paleozóico, sobretudo entre o Carbonífero e o Triásico.

#### 4.1.1.2 Plantas Gimnospérmicas e Angiospérmicas

Os **pólenes** fazem parte do ciclo de vida das plantas Fanerogâmicas (ou **Espermatófitas**), palavra que significa “plantas que produzem sementes”, como as **gimnospérmicas** e as **angiospérmicas** que não necessitam de água para a dispersão dos seus gametas.

A principal função dos pólenes é o transporte do gametófito masculino até à estrutura reprodutora feminina, para que possa ocorrer fertilização e consequente produção das sementes responsáveis pela continuação das espécies. A este transporte dá-se o nome de **polinização**, sendo a distância percorrida pelos pólenes muito variável de espécie para espécie. Esta depende de vários fatores, como a magnitude e direção dos ventos, a altura da planta ou a densidade da vegetação. Tendo em conta todas as condicionantes que existem na natureza, as plantas libertam os seus pólenes somente na presença de condições favoráveis, como dias de pouca humidade e muito vento (Jarzen & Nichols, 1996). Se a polinização ocorrer por intermédio do vento designa-se de polinização anemófila, por intermédio de insetos – polinização entomófila ou se ocorrer através da água – polinização hidrófila. A transferência de grãos de pólen através do vento é característica de grãos leves ou de grãos cuja morfologia facilita este tipo de transporte, como os pólenes bissacados. O transporte pode ir além da escala local ou regional, podendo atingir uma dimensão continental, com o auxílio do vento ou das correntes oceânicas. Devido às condicionantes, é fácil perceber que das grandes quantidades de pólenes libertados das plantas, apenas uma pequena parcela é captada pelos órgãos reprodutores femininos. Esta quantidade varia de ano para ano, sendo o clima a maior influência (Stanley & Linskens *in* Jarzen & Nichols, 1996).

As plantas espermatófitas são plantas que dão fruto e possuem raiz, caule, folhas e flores. A sua origem ainda é pouco conhecida, embora as descobertas realizadas em 1960 tenham trazido novos dados relativamente à origem dos seus antepassados, os quais se designaram de *Progymnospermae*. Os seus registos fósseis mais antigos datam do Devónico Superior. Desde então a proporção de espermatófitas, no domínio das plantas terrestres, progrediu de forma contínua (Verlag, 1974)

As **gimnospérmicas** são plantas terrestres com estrutura reprodutiva visível (flores nuas e unissexuais), sem fruto a envolver as sementes. Estas plantas evoluíram em ambientes de clima temperado ou frio (sob grande influência do gelo). O ciclo reprodutivo haplodiplonte destas plantas inicia-se no estróbilo masculino (flor), com a formação de micrósporos, formados a partir dos microsporângios, através de meioses. Os pólenes (haplóides) são produzidos a partir dos micrósporos por mitoses. Os pólenes assim gerados no estróbilo masculino são transportados até ao estróbilo feminino, onde se encontra o

óvulo, ocorrendo a germinação, a partir da qual se forma o tubo polínico que origina o gametófito masculino. A fecundação ocorre pelo crescimento do tubo polínico que alcança a oosfera e produz o zigoto (diploide) que por mitoses sucessivas se transforma no embrião – a semente (Figura 4.5).

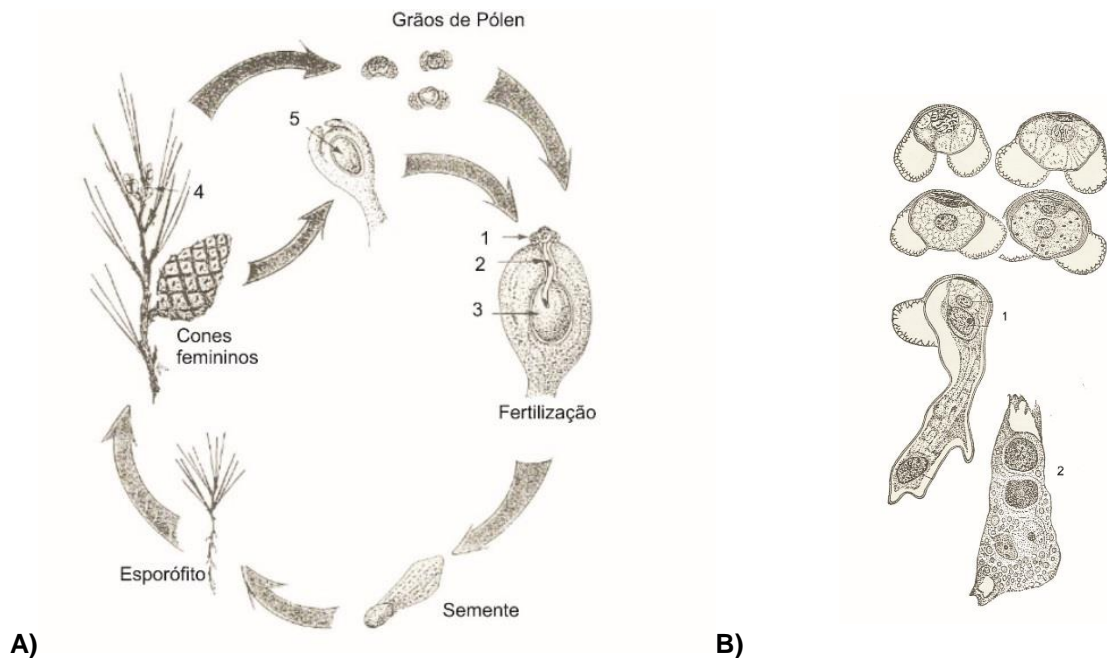


Figura 4.5: A) Ciclo de vida das gimnospérmicas: 1 - Grão de pólen; 2 - Tubo polínico; 3 - Oosfera; 4 - Cones masculinos; 5 - Óvulo (McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996). B) Germinação de um pólen (*Pinus nigra*): Desenvolvimento do gametófito masculino no grão de pólen e tubo polínico (1-2); 2, extremidade do tubo polínico (x 500 aproximadamente) (adaptado de Coulter & Chamberlain in Verlag, 1974).

As **angiospérmicas** são plantas terrestres cujas sementes encontram-se envolvidas pelo fruto, os óvulos estão encerrados no ovário fechado e as flores possuem cálice e corola, ou estão nuas, tendo carpelos com estilete e estigma ou apenas estigma. Podem ainda ser unissexuais ou hermafroditas, podendo ter evoluído de gimnospérmicas (Beck, 1976; Hughes, 1976; Walker & Walker, 1984 in Jarzen & Nichols, 1996), embora não exista ainda consenso relativamente à sua origem.

Entre as várias características destas plantas estão a estrutura reprodutiva visível e as sementes protegidas pelo fruto, não sendo dependentes da água para a dispersão dos seus gâmetas. Nas suas flores encontram-se os órgãos reprodutores feminino (gineceu) e masculino (androceu). O gineceu é composto pelo estigma (responsável pela captura do pólen), estilete e óvulo. O androceu é constituído pelo filete e antera (onde são produzidos os pólenes). No interior das anteras, os microsporócitos são divididos por meiose, produzindo o pólen (haplóide). Nos ovários são produzidas as oosferas (haplóides). Quando os grãos de pólen são transportados das anteras para o estigma, ocorre a polinização, que pode ser direta (se a polinização ocorrer na mesma flor), indireta (se houver polinização de outra flor do mesmo esporófito) ou cruzada (quando ocorre polinização em flores de esporófitos diferentes). O transporte dos pólenes pode ter como veículo o vento (anemófila), os insetos (entomófila) ou os animais, como é o caso dos pássaros (ornitófila). Quando o pólen é introduzido no gametófito feminino,



este produz um tubo polínico no estigma, que vai ao encontro da oosfera. No tubo polínico são produzidas duas células espermáticas (haplóides), sendo uma delas responsável pela fecundação da oosfera (haplóide), originando o zigoto (diplóide). O zigoto ao desenvolver-se origina o embrião que se transforma na semente e mais tarde é coberto pelo fruto (Figura 4.6).

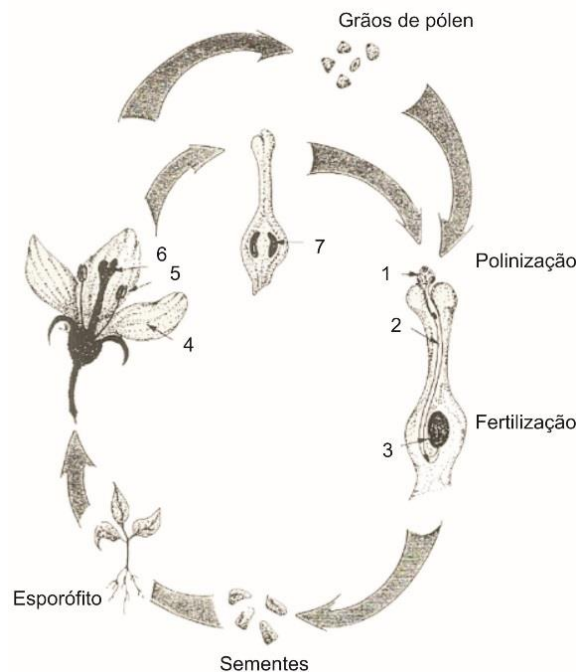


Figura 4.6: Ciclo de vida de uma angiospérmica. 1 - Grão de pólen; 2 - Tubo polínico; 3 - Oosfera; 4 - Pétalas; 5 - Estame; 6 - Estigma; 7 - Óvulo (adaptado de McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996).

#### 4.1.2. Esporos

Ao longo da sua evolução, os esporos desenvolveram inúmeros tipos morfológicos, estando a sua forma muito ligada à natureza das divisões meióticas da sua célula-mãe. Estas divisões originam grupos de quatro esporos (tétrada), que podem ser de dois tipos: a **tétrada tetraédrica**, quando os grãos da tetrada estão dispostos sob a forma de um tetraedro, a que está associada os esporos com marca/abertura **trilete** e a **tétrada tetragonal**, cujos esporos apresentam uma marca **monolete** (Figura 4.7). A primeira pode formar-se quando a célula-mãe origina simultaneamente quatro esporos (sendo a marca/abertura o resultado do contacto entre o esporo em causa e os restantes três que formam a tetrada. A segunda quando a célula-mãe dos esporos sofre meioses sucessivas, originando duas células que por sua vez subdividem-se, formando quadro células. A marca/abertura constituem as zonas de fraqueza que permitem a germinação, situadas no pólo proximal dos esporos, dispostas simetricamente ao pólo distal. Entre estes dois pólos, encontra-se o eixo equatorial, paralelo aos dois, segundo o eixo de simetria principal (eixo polar). Do ponto de vista equatorial, os esporos trilete aparentam uma forma biconvexa, geralmente não simétrica. Os esporos com marca/abertura monolete são geralmente mais alongados que os trilete, apresentando simetria bilateral, segundo a sua abertura linear, que se pode estender ao longo de todo o comprimento do esporo, tendo um contorno oval-elipsoidal, observado do ponto de vista proximal.



O tamanho dos esporos é definido pelo eixo maior, sendo a gama de dimensões mais comuns entre 50 e 100 µm, podendo existir esporos com tamanhos entre 1 µm a 2 mm.

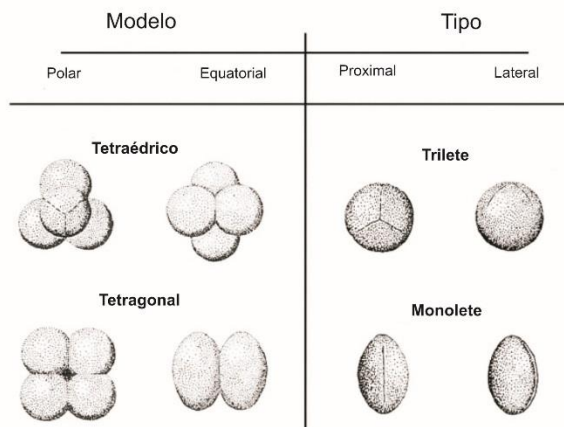
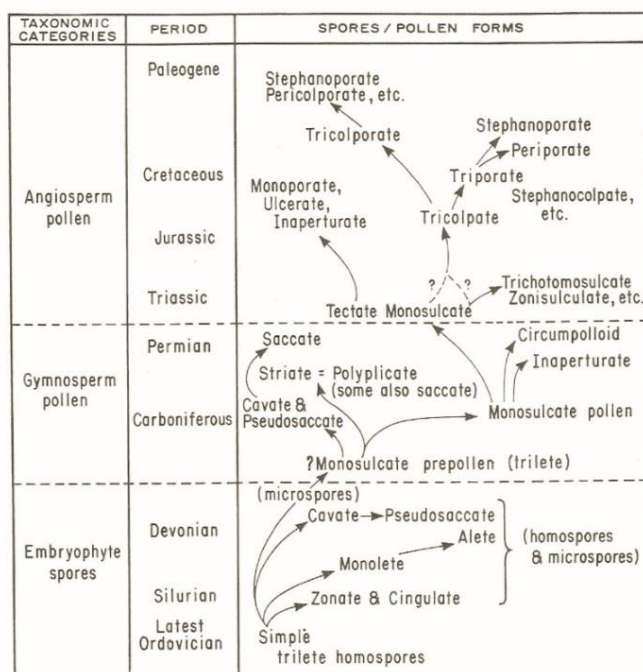


Figura 4.7: Formas de associação dos esporos na tétrada (Traverse, 1988 *in* Castro, 2006).

Os esporos trilete (que apresentam três fendas a distarem 120° entre si, formando um Y) são os mais comuns, havendo registos da sua existência desde o Silúrico inferior até à atualidade. Pensa-se que os esporos monolete (uma fenda) surgiram mais tarde, pois os seus primeiros registos são datados do Devónico Superior (Traverse, 1988) (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Provável evolução dos principais grupos morfológicos de esporos e pólenes do Ordovício Superior ao Paleogénico (Traverse, 1988).



Existe igualmente outro tipo de esporos, os **dilete** (com duas fendas), que representam a transição entre os tipos trilete ou monolete, ou são resultado de irregularidades durante o processo de meiose, que originam tétradas disfuncionais (Playford & Dettmann, 1996).

Podem ainda surgir na natureza esporos **aletes**, que têm como principal característica a ausência de marca/abertura. Estes esporos podem ser a consequência da reduzida proximidade entre os esporos vizinhos, durante a sua génese no esporângio. A germinação destes esporos só será possível, se a esporoderme tiver pouca espessura ou através de outras áreas eventualmente abertas.

Na classificação dos esporos, os principais critérios utilizados são o **tipo de ornamentação** da camada exterior da esporoderme e o **tipo de estrutura morfológica** que apresentam, nomeadamente a forma, a simetria, a polaridade, a espessura das paredes, entre outros. A estrutura morfológica depende sobretudo do carácter estrutural, definido pelo modo de associação dos esporos na tétrada.

Existem muitos esporos que ao longo do seu percurso evolutivo, desenvolveram paredes espessas, podendo esta característica ser a consequência da adaptação a situações de ausência de água (Tschudy & Scott 1969 *in* Castro, 1996). A espessura da parede dos esporos (esporoderme) das briófitas e das pteridófitas podem ser diferentes dos pólenes das angiospérmicas, tendo sido definidos termos diferentes para esporos e pólenes. Os nomes definidos para cada uma das três camadas da esporoderme dos esporos são: **endosporo** (camada mais interna constituída por celulose, que se situa entre o exosporo e a membrana da célula); **exosporo** (composta essencialmente por esporopolenina) e **perisporo** (camada que se segue ao exosporo, consistindo numa membrana externa que envolve a totalidade do esporo, formada por materiais ricos em esporopolenina, sendo quimicamente menos estável que o exosporo) (Playford & Dettmann, 1996). Há um paralelismo entre os termos endosporo, exosporo, perisporo e os termos aplicados aos pólenes, **intina**, **exina** e **perina** respetivamente (Traverse, 1988). O conhecimento da estrutura da parede dos esporos é fundamental para a distinção de alguns destes exemplares morfológicamente semelhantes a pólenes aletes ou a quistos de algas (Playford & Dettmann, 1996).

Os elementos esculturais que constituem a ornamentação da camada exterior da esporoderme, são parte integrante da parede dos esporos e desenvolvem-se durante os processos morfogenéticos. A superfície da parede dos esporos apresentam diversas características, podendo ser lisa ou composta por protuberâncias positivas (elementos estruturais salientes) e negativas (pequenas cavidades), com várias formas, dimensões e diâmetros (Figura 4.8). A distribuição espacial da ornamentação é geralmente uniforme ao longo da camada superficial da esporoderme. Contudo, podem existir diferenças de densidade desta ornamentação entre o pólo proximal e o distal, ou existir ornamentação apenas num dos pólos. Outra das características dos esporos, é a sua dimensão, definida pelo eixo maior. Esta é tanto maior, quanto menor for o número de esporos por esporângio. Por esse motivo, os esporângios com maior produção de esporos originam esporos de menor dimensão, sendo este aspeto verificado principalmente nas famílias mais primitivas.

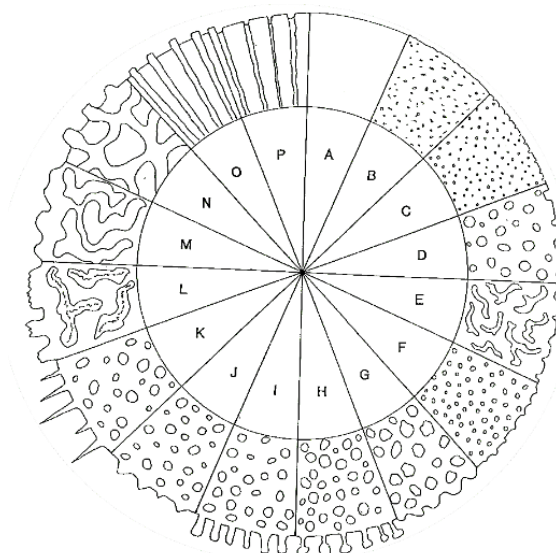


Figura 4.8: Diagrama esquemático das características da exina dos esporos (A-Laevigado; B-Rugoso; C-Pontuado; D-Fóveolado; E-Vermiculado; F-Granulado; G-Verrucado; H-Pilado; I-Columelado; J-Conado; K-Espinhado; L-Cristado; M-Enrugado; N-Reticulado; O-Cicatrizado; P-Canaliculado) (Playford & Dettmann, 1996).

Quando observados em lâminas delgadas, os esporos apresentam-se comprimidos paralelamente ao plano equatorial, ao longo do eixo polar, como consequência das pressões litostáticas normais a que podem estar sujeitos na sua rocha sedimentar hospedeira. As formas dos esporos são interpretadas pelo contorno do plano equatorial, existindo uma grande variedade, desde contornos circulares, subcircular a triangular convexo ou côncavo (Figura 4.9). O termo aplicado para o reconhecimento da forma externa dos esporos e dos pólenes é o “contorno”, que não coincide necessariamente com o plano equatorial, sendo observado em vista polar.

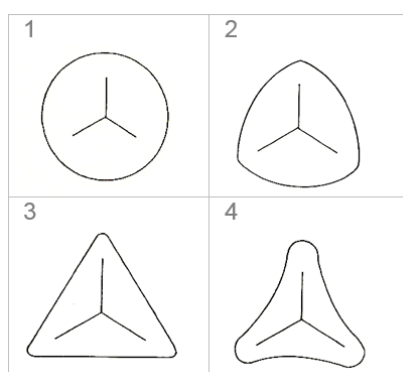


Figura 4.9: Exemplos de contornos de vários tipos de esporos: 1 - Circular; 2 - Subtriangular convexo; 3 - Triangular; 4 - Subtriangular côncavo (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

### 4.1.3. Pólenes

Os grãos de pólen podem ter tamanho variável, estando os mais comuns entre 25 e 50 µm de diâmetro, podendo a gama de tamanhos apresentar-se entre 6 e 200 µm.

Cada grão de pólen é coberto por uma parede que lhe confere suporte estrutural e protege o citoplasma da dessecação e de choques durante o transporte. Morfologicamente, estas paredes são constituídas por uma camada interna e externa, designada de **intina** e **exina** respetivamente. A intina (rica em celulose, quimicamente pouco resistente) envolve a membrana plasmática. Muitas vezes observa-se na intina duas ou três camadas, das quais a mais externa contém pectina, que facilita a separação da intina e exina (Verlag, 1974). O grão de pólen ao germinar apenas a intina se desenvolve para formar o tubo polínico, que sai pela abertura da exina. Esta por sua vez é coberta pela camada externa – exina, que tem uma função estrutural, sendo composta por esporopolenina associada a pequenas quantidades de polissacarídeos que lhe confere uma resistência superior (Figura 4.10).

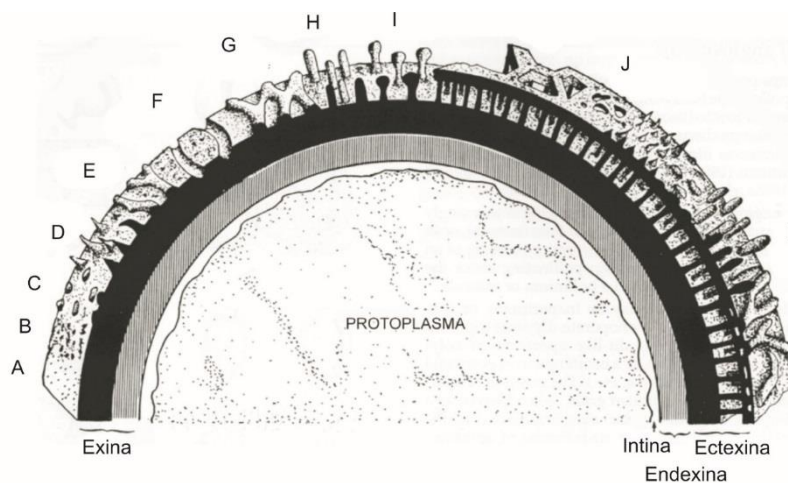


Figura 4.10: Representação simplificada da escultura e da estrutura da exina dos pólenes das angiospérmicas (A-Liso; B-Rugoso; C-Verrucado; D-Espinhado; E-Enrugado; F-Fossado; G-Reticulado; H-Columelado; I-Claviforme; J-Fóveolado; L-Elementos suprategmiais) (adaptado de Jarzen & Nichols *in* Jansonius & McGregor, 1996).

Nas angiospérmicas a exina é mais espessa que a intina, pois é formada por duas camadas, uma interna designada de **endexina** (mais compacta e homogênea, onde podem desenvolver-se regiões de abertura) e outra externa, a **ectexina** (que pode apresentar-se ornamentada, facilitando a identificação do táxon) (Figura 4.11). Após a fossilização, apenas permanece a exina, devido à sua composição que, como já referido, lhe confere resistência aos danos estruturais e à destruição pelo tempo, ao contrário dos restantes elementos, que são facilmente destruídos. Esta característica da exina permite que os pólenes sejam sujeitos a ataques por ácidos fortes e por acetólise, durante os processos laboratoriais para os estudos de microscopia ótica.

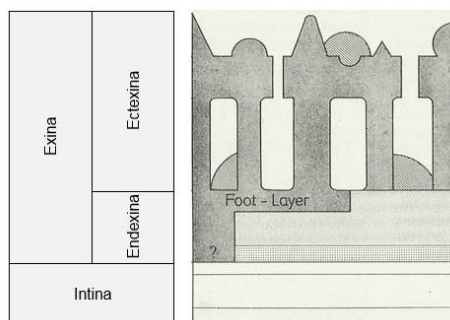


Figura 4.11: Esquema da estrutura da membrana do grão de pólen dos distintos tipos de angiospérmicas. A ectexina (cinza escuro), a endexina (cinza claro) e a intina (branco). (adaptado de Teppner, segundo Erdtman & Faegri *in* Verlag, 1974).

A fina estrutura dos grãos de pólen das gimnospérmicas é semelhante ao das angiospérmicas, com a diferença de que as últimas alcançam um maior grau de diferenciação, existindo sobretudo a partir do Triásico (Tabela 4.1).

Os pólenes de ambas podem ser divididos em vários grupos morfológicos, tendo em conta se apresentam um ou mais colpos, sulcos e/ou poros. Nos pólenes produzidos por **gimnospérmicas** de várias espécies, existe uma uniformidade relativamente à estrutura básica, podendo ser simples, esféricos, inaperturados ou até bissacados e ornamentados, incluindo formas estriadas (Tabela 4.1). Nos grãos de pólen das **angiospérmicas** primitivas, as aberturas estão muitas vezes debilmente marcadas ou não estão presentes, tendo havido um aperfeiçoamento progressivo dos grãos, que levou ao desenvolvimento de aberturas germinativas cada vez mais variadas.

Considerando esta variedade, existe uma grande diversidade nos critérios utilizados para definir os diferentes grupos morfológicos dos pólenes, com base sobretudo, no número e posição das aberturas. No que respeito à classificação, são utilizados os termos **colpo**, **sulco** e **poro**, para designar as estruturas que afetam a ectexina e endexina, as quais permitem a expansão do conteúdo celular dos pólenes e a germinação do tubo polínico. Em Palinologia as designações de sulco e de colpo são geralmente utilizadas indiscriminadamente para designar as zonas germinativas que afetam a exina, existindo contudo ligeiras diferenças entre ambos os termos. **Sulco** é uma prega vista do pólo distal que se estende até ao equador. Por norma, um dos pólos está localizado no centro do sulco. **Colpo** é uma prega longitudinal meridiana da exina que pode atingir um rácio comprimento/largura maior que 2 (Punt *et al.*, 2007) e tecnicamente deveria localizar-se como uma linha que liga os pólos e atravessa o equador do grão (Traverse, 1988). Os **poros** possuem uma membrana geralmente menos espessa que a restante exina, apresentando em geral uma certa uniformidade no tamanho, forma e distribuição.

Uma das classificações mais utilizadas para a definição dos grupos morfológicos é a de Traverse (1988):

- **pólenes inaperturados**, incluem pólenes desprovidos de abertura germinativa visível;
- **pólenes colpados**, engloba os pólenes com um colpo (monossulcado/ monocolpados), com dois colpos (dicolpados), com três colpos a distarem 120° entre si (tricolpados), com seis colpos dispostos

meridionalmente alongados até aos pólos (estefanocolpados) e pólenes com mais de seis colpos (pericolpados);

- **pólenes porados**, inclui os pólenes que possuem **poros**, sendo designados de monoporados (quando apresentam um poro, diporados, quando têm dois poros aproximadamente isodiamétricos), triporados (com três poros equatoriais, aproximadamente isodiamétricos), estefanoporados (quando exibem seis poros equatoriais) e periporados (quando apresentam vários poros distribuídos pela exina);

- **pólenes colpados**, abrange os pólenes que apresentam poros e colpos em simultâneo, podendo ser dicolporados (dois colpos e dois poros), tricolporados (três colpos e um poro), estefanocolporados (constituídos por seis colpos e seis poros) e pericopolporados (quando apresentam mais de seis colpos e poros);

- **pólenes monossacados**, engloba pólenes nos quais é possível distinguir um corpo central rodeado por um saco;

- **pólenes bissacados**, inclui todos os pólenes cujo corpo central é ladeado por dois sacos aeríferos, podendo algumas espécies conter até três sacos (pouco desenvolvidos), o que é menos comum (Jarzen & Nichols, 1996). Estes sacos resultam do desprendimento da endexina e da ectexina, da zona onde se encontram. O seu papel é fundamental no processo de transporte do pólen, tendo o corpo a função de fornecer solidez aos sacos, permitindo o transporte pela água (através da flutuação) ou pelo vento;

- **pólenes estriados**, categoria que engloba os pólenes com estrias;

- **pólenes monossulcados** os grãos de pólen cuja abertura germinativa é denominada de **sulco**;

- **pólenes monocolpados**, os grãos com uma abertura germinal chamada de **colpo**.

Durante o Carbonífero Superior e o Triásico Inferior, os pólenes característicos das gimnospérmicas são sobretudo os pólenes bissacados estriados, havendo entre o Pérmico e o Triásico, *Hamiapollenites*, *Protohaploxypinus*, *Striatopodocarpites*, entre outros. Nas associações do Triásico Superior e do Jurássico continua a existir uma grande presença de pólenes bissacados e monossacados, juntamente com esporos de pteridófitas (Jarzen & Nichols, 1996). Pensa-se que as angiospérmicas não produzem pólenes bissacados, estando entre as razões do seu sucesso produtivo o facto de terem sementes protegidas e produzirem pólenes com múltiplas aberturas (dicolpados, tricolpados, etc). Os primeiros registos palinostratigráficos destes pólenes estão definidos para o Cretácico Inferior (Hughes, 1976; Hughes & McDougall, 1987 in Jarzen & Nichols, 1996), embora tenha havido alguma dificuldade em estabelecer este limite, uma vez que a abertura monossulcada de alguns pólenes de angiospérmicas é uma condição partilhada com alguns pólenes de gimnospérmicas, o que dificulta o reconhecimento dos pólenes de angiospérmicas ancestrais. Apesar destas dificuldades, considera-se que o pólen mais antigo seja monossulcado, *Clavatipollenites hughesii* do Barremiano (Kemp, 1968; Hughes, 1976; Walker, 1976; Traverse, 1988; in Jarzen & Nichols, 1996).

As aplicações de pólenes fósseis de gimnospérmicas e de angiospérmicas vão desde o conhecimento da taxonomia e evolução das espécies, análises estratigráficas baseadas na biostratigrafia até à inferência paleoambiental e paleoclimatológica.

#### 4.1.4. Algas Verdes

A Divisão das Algas Verdes (Divisão *Chlorophyta*) (Guy-Ohlson, 1996 *in* Lopes, 2013) representa diversas e abundantes plantas de cor verde (do grego *chloro* – verde e *phyton* – planta), que existe tanto no registo fóssil, como na flora actual. Estes habitam na água doce, salgada e em solos húmidos.

Na classificação de Tappan (1980), as algas verdes dividem-se em três classes: *Prasinophyceae*, Christensen (1962); *Chlorophyceae*, Kützing (1843) e *Zygnemaphyceae*, Round (1971) (Colbath, 1996).

Os representantes associados à classe *Prasinophyceae* (Prasinófitas) correspondem às algas verdes mais primitivas que se conhece (Colbath & Grenfell, 1995; Guy-Ohlson, 1996; Armstrong & Brasier, 2005 *in* Lopes, 2013). O ciclo de vida destas algas apresenta duas fases: a fase sexuada e fase assexuada. Na fase assexuada é reproduzido o ficoma (Norris, 1980 *in* Colbath, 1996), designação dada aos quistos resistentes que, devido às características químicas constituintes das suas paredes, ficam preservados durante milhões de anos, sendo o elemento que geralmente se encontra no registo fóssil. O registo fóssil destas algas é contínuo, havendo evidências desde o Pré-Câmbrico até à atualidade, sendo a flora do Paleozóico mais diversificada que a actual (Tappan, 1980 *in* Colbath, 1996).

Na classe *Zygnemaphyceae* (Zignematófitas) estão incluídos representantes unicelulares, pseudofilamentosos e filamentosos simples. As algas desta classe têm como característica a reprodução sexuada por conjugação, que resulta na formação de zigósporos, de paredes espessas. Estes permanecem adormecidos enquanto aguardam estímulos ambientais, como luz, humidade, calor ou substâncias químicas segregadas pelas plantas. Quando o ambiente é favorável, o zigósporo germina formando novos filamentos. O seu registo fóssil é raro, devido à ausência de paredes resistentes que fiquem preservadas, tendo surgido no Carbonífero e mantendo-se até ao Holocénico (Colbath & Grenfell, 1995 *in* Van Geel & Grenfell, 1996).

A presença das algas verdes pode ser importante para a interpretação paleoambiental, sendo a maioria de origem marinha, como acontece com as Prasinófitas fósseis. Estas encontram-se geralmente associadas a ambientes marinhos pouco profundos, podendo igualmente sobreviver em ambientes marinhos profundos. As Zignematófitas são das algas mais comuns em lagos de água doce, sobretudo os de pequena profundidade, em águas bem oxigenadas (onde podem formar massas viscosas de cor verde - *pond scums*), em solos húmidos ou em zonas pantanosas (Van Geel & Grenfell, 1996).

## 4.2. Sistemática e taxonomia

Tendo em conta que esta dissertação é realizada no âmbito das Ciências Geológicas e das Ciências de Engenharia, optou-se por não incluir neste subcapítulo as descrições taxonómicas, de modo a não tornar demasiado extensa a componente das Geociências.

A classificação taxonómica fundamenta-se na caracterização dos grupos morfológicos referidos e discutidos no capítulo 4, sendo esta caracterização baseada na descrição morfológica, dimensões e características especializadas adicionais de cada género e espécie. O estudo dos palinómorfs deste trabalho teve como objetivo a classificação das formas presentes até ao nível de espécie, no entanto, em alguns casos, tal não foi possível, dado o mau estado de preservação dos espécimes. Sempre que possível recorreu-se à identificação e caracterização das formas a nível de género.

As estampas elaboradas no presente trabalho, seguem do ponto de vista taxonómico, a classificação supragenérica de esporos e pólenes de Potonié & Kremp (1954), Dettmann (1963) e Smith & Butterworth (1967), que se apresenta em seguida, até ao género e espécie.

A terminologia morfológica dos esporos utilizada é baseada essencialmente no glossário de termos palinológicos recomendado pela Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque (CIMP) em Grebe (1971) e Balme (1988) e, para terminações multifurcadas, em Owens (1977). A nomenclatura em português segue os trabalhos de Pereira (1997), Glossários de Palinologia (LNEG, Pereira, 2010) e Punt *et al.* (2007). Entre o material palinológico deste estudo, encontram-se algas e acritarcas. Dada a complexidade destas formas e a ausência de um sistema de classificação definitivo e universalmente aceite, optou-se pela utilização da terminologia seguida por Balme (1970), Backhouse (1991) e Modie (2007).

Anteturma **SPORINITES** (Potonié) Ibrahim 1933

Turma **TRILETES** (Reinsch) Dettmann 1963

Suprasubturma **ACAVATITRILETES** Dettmann 1963

Subturma **AZONOTRILETES** Dettmann 1963

Infraturma **LAEVIGATI** (Bennie & Kidston) Potonié 1956

Género CALAMOSPORA Schopf, Wilson & Bentall 1944

Género LEIOTRILETES (Naumova) Potonié & Kremp 1954

Género PUNCTATISPORITES (Ibrahim) Potonié & Kremp 1954

Infraturma **APICULATI** (Bennie & Kidston) Potonié 1956

Subinfraturma **GRANULATI** Dybová & Jachowicz 1957a

Género CYCLOGRANISPORITES Potonié & Kremp 1954

Subinfraturma **VERRUCATI** Dybová & Jachowicz 1957

Género OSMUNDACIDITES Couper, 1953

Género VERRUCOSISPORITES (Ibrahim) Smith & Butterworth 1967

Subinfraturma **NODATI** Dybová & Jachowicz 1957a

Género APICULATISPORIS Potonié & Kremp 1956



Género LOPHOTRILETES (Naumova) Potonié & Kremp 1954

Subinfraturma **BACULATI** Dybová & Jachowicz 1957a

Género HORRIDITRILETES Bharadwaj & Salujha 1964

Género MICROBACULISPORA Bharadwaj 1962

Subturma **ZONOTRILETES** Waltz 1935

Infraturma **CINGULATI** (Potonié & Klaus) Dettmann 1963

Género RETICULATISPORITES (Ibrahim) Neves 1964

Suprasubturma **LAMINATITRILETES** Smith & Butterworth 1967

Subturma **ZONOLAMINATRITRILETES** Smith & Butterworth 1967

Infraturma **CINGULICAVATI** Smith & Butterworth 1967

Género CRISTATISPORITES (Potonié & Kremp) Butterworth *et al.* 1964

Género INDOTRIRRADITES Tiwari emend. Foster 1979

Suprasubturma **PSEUDOSACCITITRILETES** Richardson 1965

Infraturma **MONOPSEUDOSACCITI** Smith & Butterworth 1967

Género LUNDBLADISPORA (Balme) Playford 1965

Turma **MONOLETES** Ibrahim 1933

Suprasubturma **ACAVATOMONOLETES** Dettmann 1963

Subturma **AZONOMONOLETES** Lubert 1935

Infraturma **LAEVIGATOMONOLETI** Dybová & Jachowicz 1957

Género LAEVIGATOSPORITES Ibrahim 1933

Infraturma **SCULPTATOMONOLETI** Dybová & Jachowicz 1957

Género POLYPODIISPORITES Potonié & Gelletich ex Potonié, 1956

Anteturma **POLLENITES** Potonié 1931

Turma **SACCITES** Erdtman 1947

Subturma **MONOSACCITES** (Chitaley) Potonié & Kremp 1954

Infraturma **ALETESACCITI** Leschik 1955

Género FLORINITES Schopf *et al.* 1944

Infraturma **VESICULOMONORADITI** (Pant) Bharadwaj 1956

Género POTONIEISPORITES (Bharadwaj) Bharadwaj 1964

Infraturma **TRILETISACCITI** Leschik 1955

Género PLICATIPOLLENTITES (Potonié & Sah) Foster 1975

Género CANNANOROPOLLIS Potonié & Sah 1960

Subturma **DISACCITES** Cookson 1947

Género ALISPORITES (Daugherty) Jansonius 1971

Infraturma **STRIATITI** (striate saccates) Pant 1954

Género PROTOHAPLOXYPINUS (Samoilovich) Morbey 1975

Género HAMIAPOLLENITES Wilson emend. Tschudy & Kosanke 1966

Género CORISACCITES Venkatachala & Kar 1966

Género GUTTULAPOLLENITES Goubin 1965

Género LUECKISPORITES Potonié & Klaus emend. Klaus 1963  
 Género LUNATISPORITES Leschik emend. Mädlar 1964  
 Género STRIATOABIEITES Zoricheva & Sedova ex Sedova emend.  
 Hart 1964  
 Género STRIATOPODOCARPITES Zoricheva & Sedova ex Sedova  
 emend. Hart 1964  
 Infraturma **DISACCIATRILETI** Leschik emend. Potonié 1958  
 Género PLATYSACCUS Naumova 1939 ex Ishchenko 1952  
 Género PTERUCHIPOLLENITES Couper 1958  
 Infraturma **STRIASACCITI** Bharadwaj 1962  
 Género STRIOMONOSACCITES Bharadwaj 1962  
 Turma **PLICATES** (PLICATA) Naumova 1937, 1939 Potonié 1962  
 Subturma **COSTATES** Potonié 1970  
 Infraturma **COSTATI** Jansonius 1962  
 Género VITTATINA Lubner ex Samoilovich emend. Wilson 1962  
 Género WEYLANDITES Bharadwaj & Srivastava 1969  
 Subturma **STRIATICOLPATES** Bose & Kar 1966  
 Género PAKHAPITES Hart 1965  
 Subturma **PRAECOLPATES** Potonié & Kremp 1954  
 Infraturma **PRAECOLPALI** Potonié & Kremp 1954  
 Género GNETACEAE POLLENITES (=PRAECOLPATITES) Thiergart  
 1938  
 Género MARSUPIPOLLENITES Balme & Hennelly 1956 emend Balme  
 1970  
 Subturma **POLYPLICATES**  
 Subturma **MONOCOLPATES** (Monosulcites) Potonié 1970  
 Infraturma **QUASILAEVIGATI** Potonié 1970  
 Género CYCADOPITES Wodehouse ex Wilson & Webster 1946

A classificação supragenérica das algas prasinófitas, utilizada neste capítulo, foi baseada no sistema de classificação descrito por Guy-Ohlson (1996). A nomenclatura está de acordo com o Índice de Prasinófitas de Fensome *et. al.* (1990) e com os sistemas de base de dados Phytopal (Mullins (ed.), 2007) e Palynodata (Palynodata Inc., 2006) (Fensome *et. al.* (1990); Phytopal-Mullins, 2007; Palynodata-Palynodata Inc., 2006 *in* Lopes, 2013).

Divisão CLOROPHYTA Pascher 1914

Classe PRASINOPHYCEAE Christensen 1962

Família LEIOSPHAERIDIACEAE Timofeev 1956 emend. Mädlar 1963

Género LEIOSPHAERIDIA EISENACK 1958

Classe ZYGNEMAPHYCEAE Round 1971

Ordem ZYGNEMATALES Borge & Pascher 1931

Família ZYGNEMATACEAE Kützing 1898

Género PELTACYSTIA Balme & Segroves 1966

Género TETRAPORINA Naumova ex Bolkhovitina 1953

### 4.3. Análise do conteúdo palinológico

Neste capítulo pretende-se descrever o estudo palinológico qualitativo e quantitativo das amostras recolhidas das sondagens ETA 15 e ETA 71, realizadas na Bacia de Moatize-Minjova durante os trabalhos de prospeção de carvão. Neste estudo procurou-se identificar e classificar as associações palinológicas presentes na bacia, com base na análise visual da morfologia dos palinórmorfos, tendo em conta os caracteres distintos de cada táxon, através de microscopia de luz transmitida. O objetivo será estabelecer correlação das datações palinológicas obtidas nas sondagens em estudo, com a investigação realizada em trabalhos anteriores, em particular nas sondagens ETA 65 (Lopes, *et al.*, 2014a; 2014b), ETA 72 (Pereira, *et al.*, 2014a; 2014b), DW 123 e DW 132 (Pereira *et al.*, 2015).

Seguem-se as descrições das amostras das sondagens relativamente à identificação dos diferentes grupos palinológicos nelas identificados, sendo apresentada a respetiva coluna litostratigráfica detalhada de cada sondagem, tal como, a indicação das 17 amostras recolhidas, tendo em conta as amostras positivas e as negativas.

Para cada amostra foi estabelecido um valor máximo de contagem de 250 palinórmorfos, pois é considerado representativo do conjunto total de palinórmorfos. Calcularam-se as quantidades absolutas e as percentagens individuais de cada palinórmorfo identificado, tal como dos palinórmorfos indeterminados, num total de 2173 espécimenes distribuídos por 40 géneros e 48 espécies. Para cada espécie, de cada uma das amostras, adoptou-se a seguinte terminologia (adaptado de Balme, 1970): **A**- Abundante (>10 %); **C**- Comum (1,1-10 %) e **R**- Raro (<1 %).

#### 4.3.1 Sondagem ETA 15

Nesta sondagem foram estudadas oito amostras, nas quais os palinórmorfos apresentam-se bastante degradados, não tendo sido possível contabilizar um valor máximo de 250 indivíduos em qualquer uma das amostras e não se tendo observado mais de duas lâminas delgadas por amostra.

Entre as amostras recolhidas, foram analisadas quatro, dado que as amostras M39, M41, M42 e M43 são estéreis (Figura 4.12). Verificou-se, da base para o topo da sondagem, um decréscimo na abundância e estado de preservação dos palinórmorfos (esporos, pólenes e algas verdes). Na amostra M40 foi observada a quantidade mais elevada de palinórmorfos, num total de 220 espécimenes, na amostra M38 foram contabilizados 29 palinórmorfos, na amostra M37 contabilizaram-se 30

palinomorfos, em três lâminas estudadas e na amostra M36, a menor quantidade, num total de 17 palinomorfos em duas lâminas estudadas.

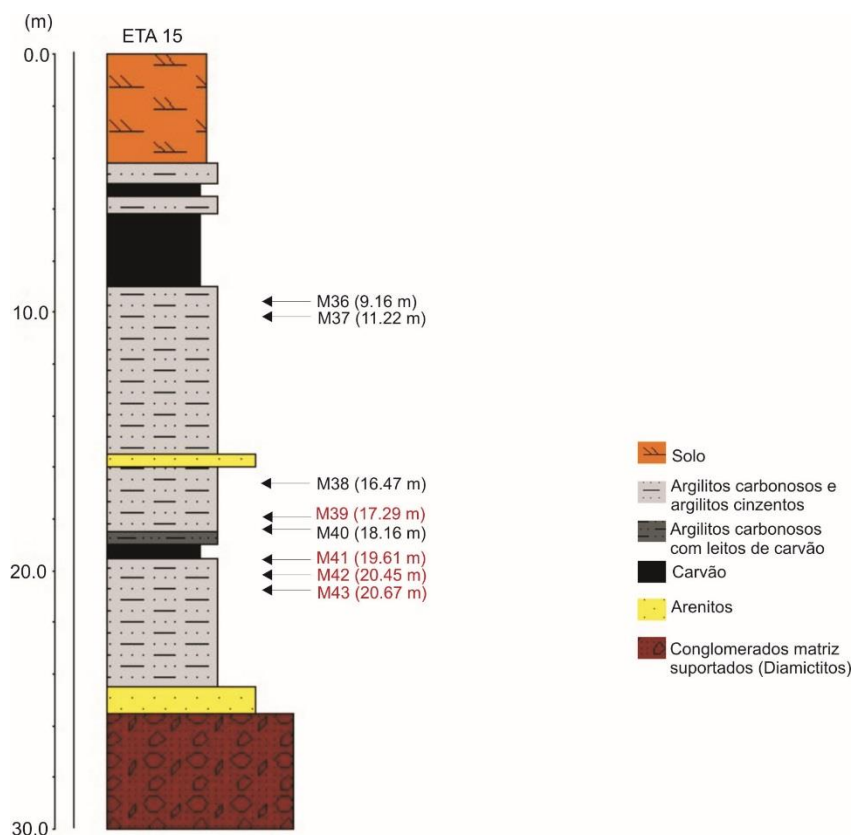


Figura 4.12: Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 15 com a posição e referência das amostras recolhidas (amostras positivas assinaladas a preto).

Os resíduos orgânicos são dominados por vários géneros de esporos trilete e monolete, com valores a variarem entre 10.3-29 % de esporos trilete e 3.4-16 % de esporos monolete (Gráfico 4.1).

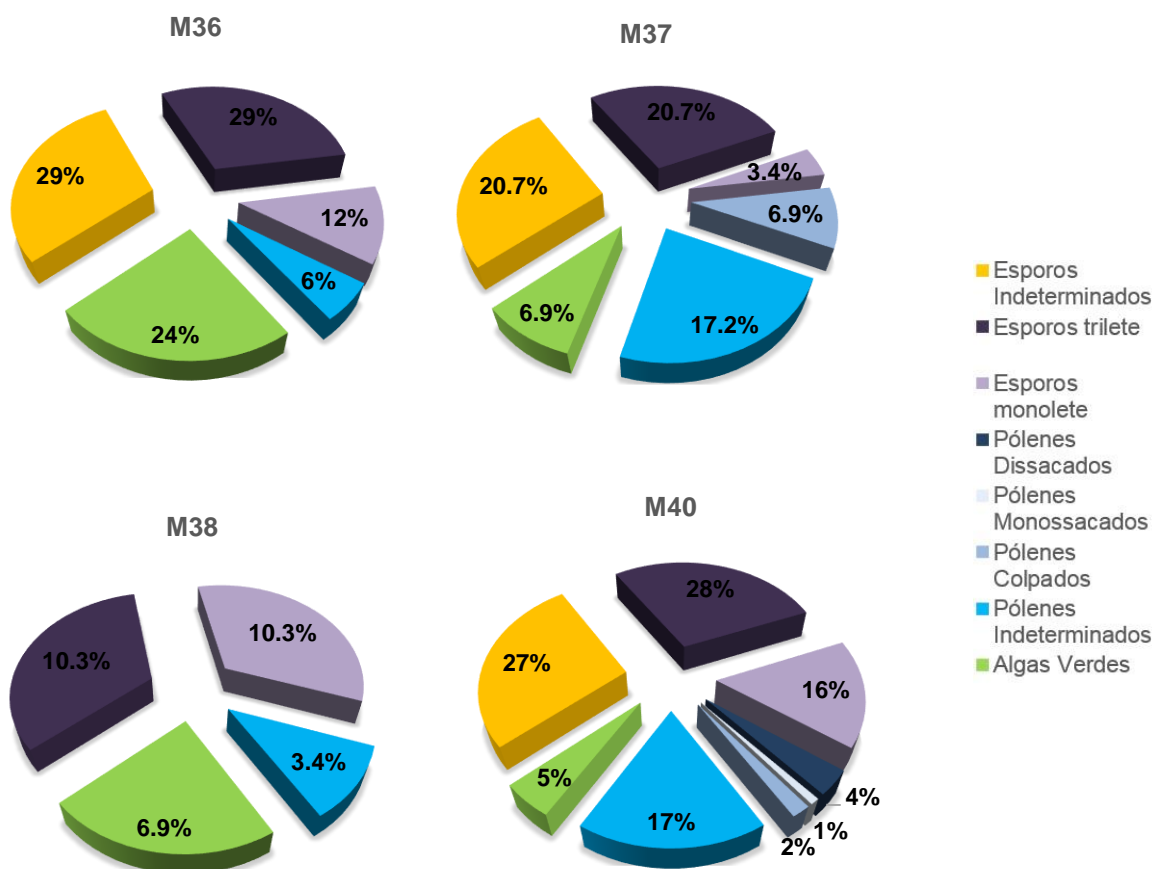
Os pólenes estão presentes em menores quantidades, não tendo sido possível na maioria das amostras identificar o género, dado o avançado estado de degradação. Considerando este fator, os pólenes são identificados como “indeterminados”, estando esta categoria presente em percentagens que variam entre 3.4 e 17.2 %. Em duas das amostras foi possível identificar pólenes colpados (2-6,9 %) e monossacados (1 %) (Gráfico 4.1).

Em todas as amostras foram registadas comuns e abundantes “Algas Verdes” (*Leiosphaeridia* sp. e *Peltacystia venosa* – 5-24 %), cujo valor máximo é atingido na amostra mais próxima do topo (M36) (Gráfico 4.1).

Uma característica complementar do material analisado é a presença de raro a abundante “Restos de Algas Indeterminadas” na maioria das amostras, cujo valor não é representado graficamente, uma vez que não foram encontradas descrições destes espécimes na bibliografia disponível, não sendo coerente a sua comparação estatísticas com os palinomorfos identificados.

Ao longo da sondagem apenas foram registados restos de hifas de fungos na amostra M40.

Gráfico 4.1: Abundância relativa de cada grupo morfológico nas diferentes amostras da sondagem ETA 15.



#### 4.3.2 Sondagem ETA 71

Na sondagem ETA 71 foram recolhidas nove amostras, sendo a M50 a única que não revelou ser produtiva para estudo palinológico (Figura 4.13). Nas restantes amostras foi possível contabilizar cerca de 250 palinomorfos, exceto na amostra M48, onde apenas se contabilizaram cerca de 128 espécimes (num total de duas lâminas observadas). O material encontra-se, de um modo geral, bem preservado.

Esta contabilização permitiu compreender a distribuição do conteúdo palinológico ao longo da sondagem, tendo-se verificado uma uniformidade na abundância dos principais grupos morfológicos (esporos, pólenes e algas verdes).

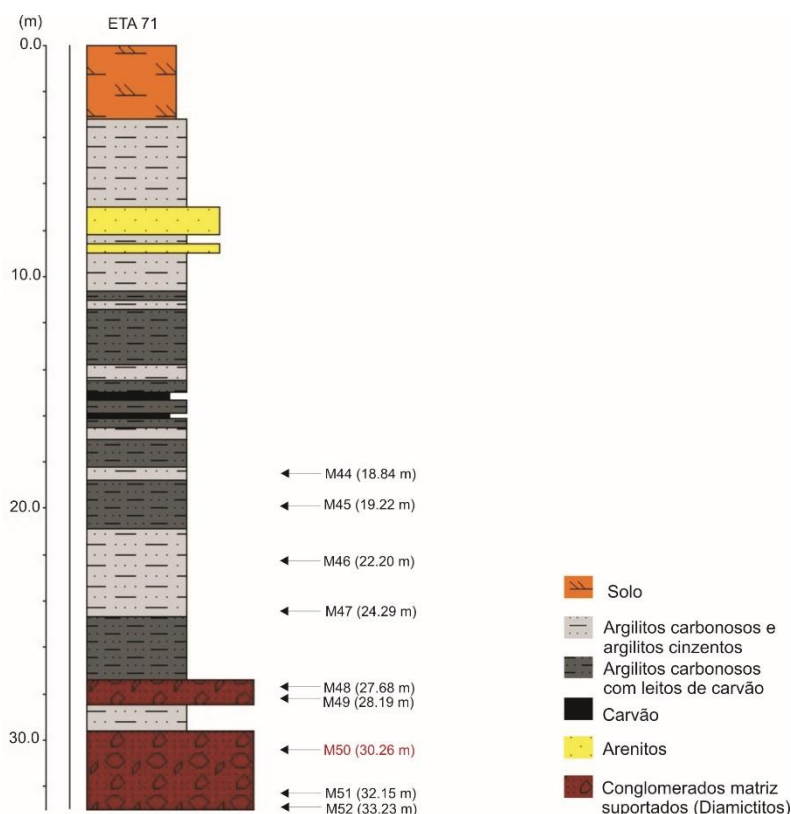


Figura 4.13: Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 71 com a posição e referência das amostras recolhidas (amostras positivas assinaladas a preto).

A associação contida nesta sondagem é caracterizada pela presença de uma quantidade semelhante de esporos e pólenes, existindo uma maior diversidade de pólenes, da qual se identificaram cerca de 21 géneros e cerca de 14 géneros de esporos.

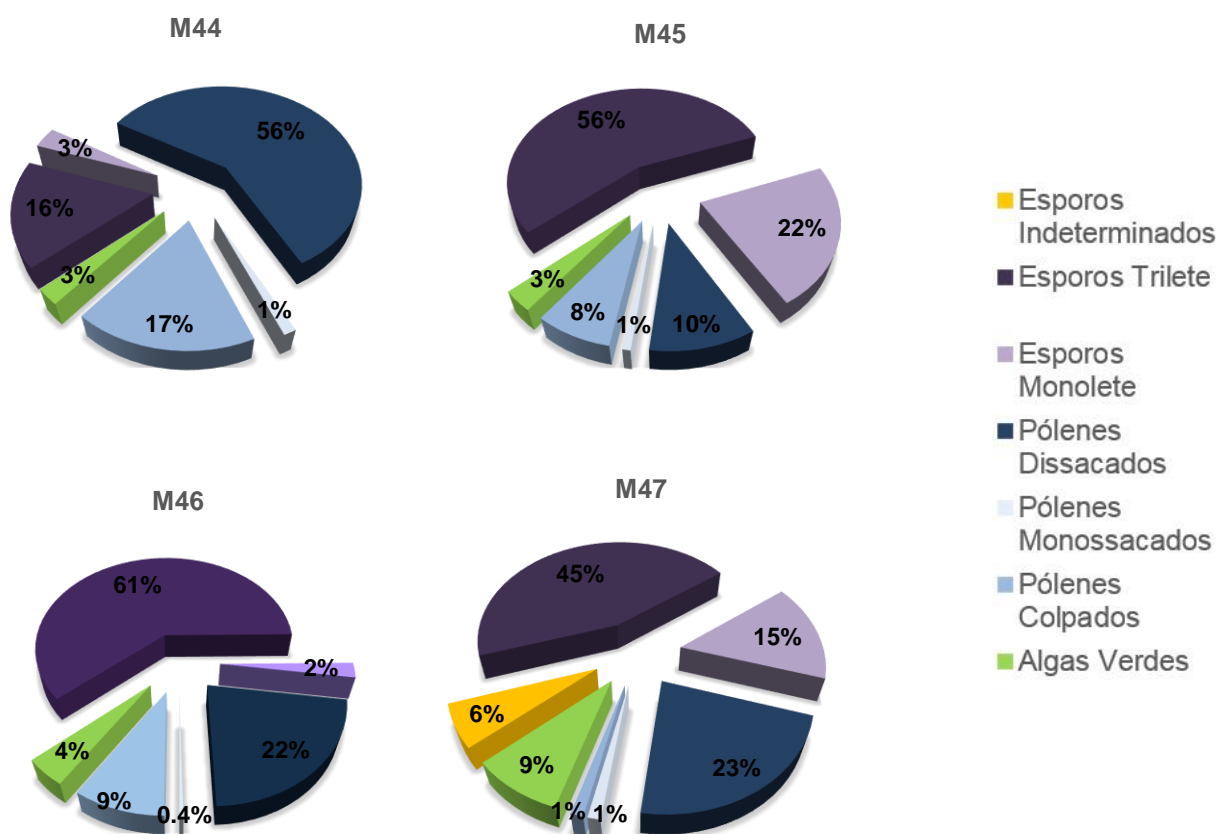
Os esporos destacam-se por se apresentarem em melhores condições de preservação do que os pólenes. Os esporos triletes são comuns a abundantes, com percentagens entre 8-61 % do total contabilizado em cada amostra. Entre estes está presente uma grande percentagem de esporos *Horriditriletes* spp. (entre os quais dominam *H. tereteangulatus*, estando presentes em pequenas quantidades *H. curvibaculosus*, *H. filiformis* e *H. ramosus*), *Apiculatispories* sp., *Lophotriletes novicus* e *Leiotriletes* spp.. Em percentagens mais reduzidas foram igualmente, identificados *Calamospora* sp., *Osmundacidites senectus*, *Microbaculispora* spp. e *Indotriradites niger*. Os esporos monoletes estão presentes em menor quantidade (2-35 %), sendo classificados como raros a abundantes, dos quais se destacam *Laevigatosporites* spp. (*L. callosus*, *L. colliensis*, *L. flexus*, *L. plicatus* e *L. vulgaris*), *Reticuloidosporites warchianus* e *Polypodiisporites* sp. (Gráfico 4.2).

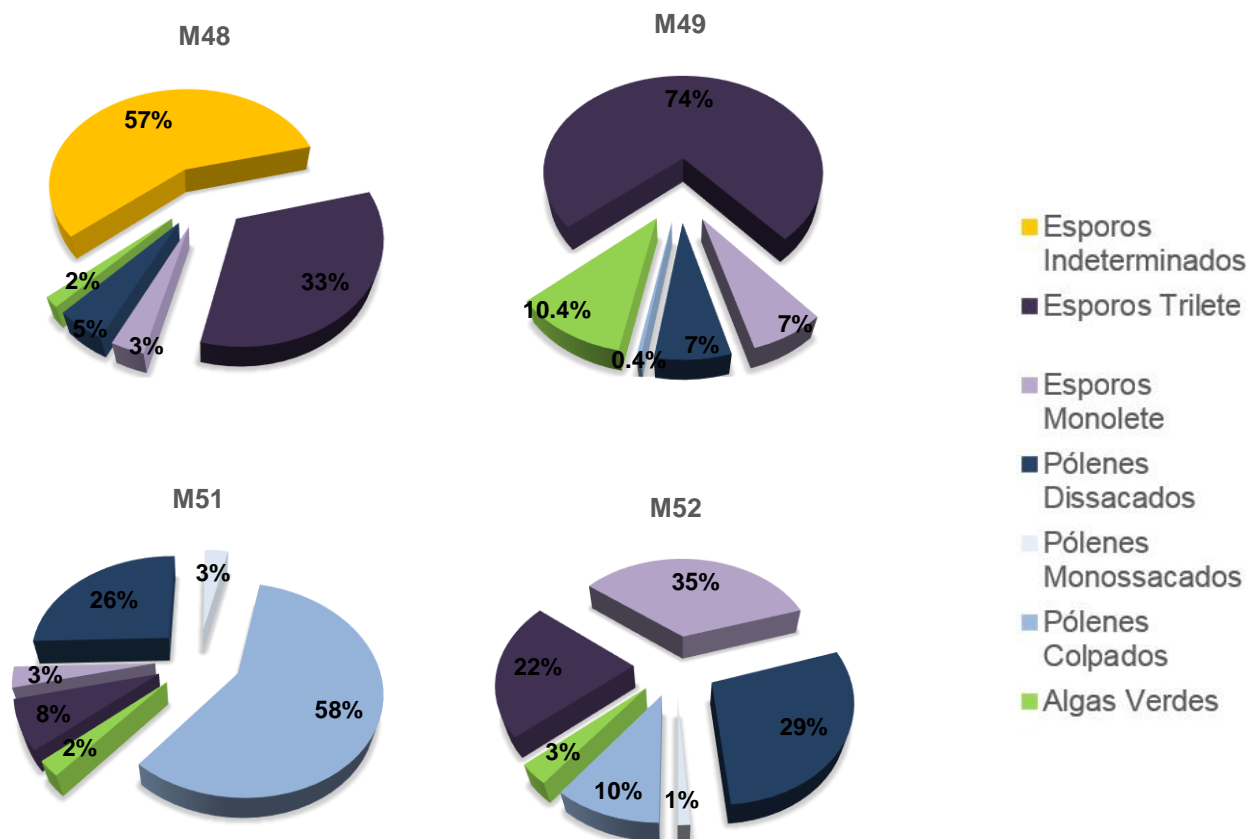
Esta associação é caracterizada por 5-56 % de pólenes dissacados estriados e não estriados, que se encontram bem preservados. Estes incluem a presença de raros a abundantes *Protohaploxypinus* spp. (nomeadamente, *P. diagonalis*, *P. goraiensis* e *P. limpidus*), *Striatopodocarpites* spp. (*S. cancellatus*, *S. fusus*, *S. gondwanensis* e *S. pantii*) e *Alisporites* spp. (incluindo *A. landianus*, *A. ovatus*, *A. plicatus* e *A. potonie*). Salientam-se raros a comuns *Guttulapollenites hannonicus*, *Corisaccites alutas* e *Lueckisporites virkkiai*. Em quantidades mais reduzidas foram registados os pólenes *Falcisporites* sp.,

*Hamiapollenites* sp., *Limitisporites monstruosus* e *Lunatisporites variesectus*. Entre os pólenes colpados registam-se raros a comuns *Pakhapites* sp. (de grandes dimensões: 57.00–67.20 µm de comprimento), *Praecolpatites sinuosus*, *Vittatina* spp., *Weylandites lucifer* e *Weylandites magnus*, variando entre 0,4-58 %. Os pólenes menos abundantes são monossacados, entre os quais se destacam *Cannanoropolis janakii*, *Plicatipollenites* cf. *gondwanensis* e *Potonieisporites novicus* entre (0.4-3%) (Gráfico 4.2).

Estão igualmente presentes raros a comuns “Algas Verdes” (*Leiosphaeridia* sp. (Prasinófitas), *Peltacystia venosa* e *Tetraporina gigantea* (Zignematófitas) – 2-10.4 %) e restos de hifas de fungos, assinalados na maioria das amostras. Tal como na sondagem ETA 15, verificou-se a presença de “Restos de Algas Indeterminadas” cujas quantidades variam entre raro a abundante.

Gráfico 4.2: Abundância relativa de cada grupo morfológico nas diferentes amostras da sondagem ETA 71.





#### 4.3.3. Biostratigrafia de pólenes e esporos das sucessões estudadas

Os dados da sondagem ETA 15, apesar de serem diminutos, são na sua maioria consistentes com os observados na sondagem ETA 71. De um modo geral, a associação recuperada das sondagens ETA 15 e ETA 71 da Bacia de Moatize-Minjova está de acordo com as associações do Pérmico Superior descritas noutras regiões, principalmente em termos taxonómicos (Anexo II). A comparação e correlação com a biozonação estratigráfica conhecida para o grupo Karoo é sobretudo realizada a partir da associação da sondagem ETA 71, onde se obteve os resultados palinológicos mais representativos. Nesta associação os esporos mais comuns são triletes, especialmente *Apiculatisporis* e *Leiotriletes*, destacando-se entre os esporos monolete *Laevigatosporites*, representados por uma grande variedade de espécies (incluindo *L. callosus* (Balme, 1970)). Entre os esporos triletes e monoletes estão presentes *Osmundacidites senectus* (Balme, 1963), *Lophotriletes novicus* (Singh, 1964), *Polypodiisporites mutabilis* (Balme, 1970) e *Reticuloidosporites warchianus* (Balme, 1970) característicos do Pérmico Superior. Salienta-se a ausência de algumas espécies, típicas desta idade como, *Kraeuselisporites schaubergeri*, *Protophloxypinus microcorpos*, *Playfordiaspora crenulata*, *Triplexisporites playfordii* entre outras.

A associação é caracterizada por uma grande variedade de pólenes bissacados estriados, como *Protophloxypinus* spp. (incluindo *P. limpidus* (Balme & Hennelly), Balme & Playford, 1968 e *Striatopodocarpites* spp. e não estriados, como *Alisporites* spp., todos eles representados por uma grande variedade de espécies. Juntamente com este taxa, foi registada a presença de outros géneros



de relevância biostratigráfica, como é o caso dos pólenes *Guttulapollenites hannonicus* (Goubin, 1965) e *Weylandites lucifer* ((Bharadwaj & Salujha) Foster, 1975), tal como *Corisaccites alutas* (Venkatachala & Kar, 1966), *Lueckisporites virkkiae* (Potonié & Klaus, Goubin, 1965), e *Preacolpatites sinuosus* ((Balme & Hennelly) Bharadwaj & Srivastava, 1969) típicos do Pérmico Superior. Existe igualmente pouca informação palinológica relativa ao limite Pérmico Superior-Triásico, não sendo possível verificar se os sedimentos se aproximam desta idade. As espécies indicadoras deste limite, *Indospora clara*, *Lunatisporites pellucidus*, *Lundbladispota brevicula*, entre outros, não ocorrem nas sondagens estudadas, confirmando serem do Pérmico Superior.

A informação analisada sugere que os sedimentos poderão pertencer ao Topo da Formação de Moatize (devido à presença de algumas camadas de carvão) ou à base da Formação de Matinde (Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4).

Tabela 4.2: Esporos, algas verdes e pólenes recuperados da sondagem ETA 15 e percentagens relativas de cada táxon: A-Abundante (>10 %); C-Comum (1.1-10 %) e R-Raro (<1 %). Zign.-Zignematófitas; Pras.-Prasinófitas; A. Ind.-Algas Indeterminadas; Var.-Vários.

		Esporos												Zign. Pras. A. Ind. Var.					Pólenes																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Amostras		<i>Apiculatisporis</i> sp.A <i>Apiculatisporis</i> sp.B <i>Calamospora</i> sp. <i>Cyclogranisporites</i> spp. <i>Horriditriteles curvibaculosus</i> <i>Horriditriteles teretangulatus</i> <i>Horriditriteles</i> sp. <i>Laevigatosporites flexus</i> <i>Laevigatosporites vulgaris</i> <i>Laevigatosporites colliensis</i> <i>Laevigatosporites</i> sp. <i>Leotriteles</i> spp. <i>Lophotriteles novicus</i> <i>Lophotriteles</i> sp. <i>Microbaculatispora</i> spp. <i>Puctatisporites</i> sp. <i>Tymospora</i> sp. <i>Verrucosporites</i> spp. <i>Peltacystia venosa</i> <i>Leosphaeridia</i> sp. <i>Restos de Algas Indeterminadas</i>  <i>Restos</i> Hifas de Fungos <i>Cordaitina</i> sp. <i>Alisporites</i> spp. <i>Cannanoropollis janakii</i> <i>Cycadopites</i> sp. <i>Marsupipollenites</i> spp. <i>Praecolpatites</i> spp. <i>Pteruchipollenites</i> spp. <i>Striatopodocarpites</i> spp.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
36	C	C												A					C																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
37	A													C					C																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
38	C	C	C	C										C					C																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
40	C	R	C	R	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	C	C	R	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C

Esporos										Zign.	Pras. A. Ind.	Var.
Apiculatisporis unicus												
Apiculatisporis sp A	R	A	C	C	R							
Apiculatisporis sp B	C	C	C	C	C							
Calamospora sp.	C	A	C	C	C							
Cyclogaenatisporites arenosus		R			R							
Cyclogaenatisporites spp		C			C							
Cristatisporites sp.												
Homoditrialeles curvibaculus					R							
Homoditrialeles cf. curvibaculus												
Homoditrialeles teleargyalus					C							
Homoditrialeles filiformis					R							
Homoditrialeles ramosus					R							
Homoditrialeles sp.					C							
Indochitradites niger												
Indochitradites sp.					C							
Laevigatospores callosus												
Laevigatospores flexus					R							
Laevigatospores vulgaris					R							
Laevigatospores collensis					C							
Laevigatospores plectus					C							
Laevigatospores sp.					A							
Leotrialeles spp.					C							
Lophotrialeles novicus					C							
Lophotrialeles sp.												
Lundbladspora gracilis												
Lundbladspora sp.					R							
Microbaculatispora lentula												
Microbaculatispora cf. tentula					R							
Microbaculatispora spp.					C							
Osmundacidites senecius					C							
Osmundacidites sp.					C							
Polypodisporites mutabilis					C							
Polypodisporites cf. mutabilis					C							
Polypodites sp.												
Pucalisporites sp.					R							
Reliculadospores warchianus					C							
Reliculadospores sp.												
Verrucosporites spp.					C							
Peltastylia venosa					R							
Tetrarporina gigantea												
Leosphaeridia sp.					C							
Restos de Algas Indeterminadas					R							
Restos Hifas Fungos					C							

[illegible]

As palinozonações estabelecidas para o limite Pérmico-Triásico do Supergrupo Karoo estão descritas por autores que estudaram as microfloras presentes nessas sequências, nomeadamente, (Falcon

(1975), Hankel (1992), Utting (1976), Steiner *et al.* (2003), Prevec (2010) *in* Pereira *et al.*, (2015). Tendo em conta a dispersão destes depósitos, o conteúdo palinológico deste estudo será comparado e correlacionado com os esquemas biozonais de outras regiões da Bacia do Karoo, que se encontram paleogeograficamente próximas de Moçambique, como os esquemas biozonais apresentados por Utting e Nyambe (1997, Zâmbia, Vale do Zambeze), Falcon (1975, Zimbabwe, Bacia do Médio Zambeze), Wright & Askin (1987, Madagáscar), Balme (1970, Paquistão), Jha (2006, Índia), Steiner *et al.* (2003, África do Sul) e Kemp (1969/98, Antártida) (Figura 4.14).

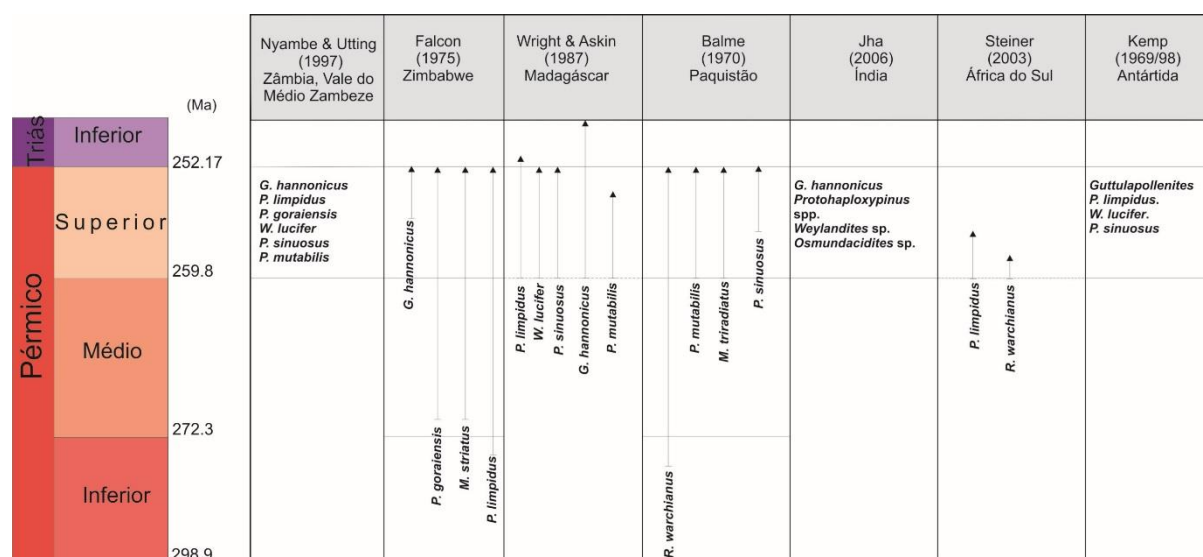


Figura 4.14: Correlação palinostratigráfica entre bacias contemporâneas do Gondwana com maior afinidade com a Bacia de Moatize-Minjova.

As zonações feitas nas unidades litológicas, com base na informação palinológica, permitem um melhor entendimento das alterações da microflora, durante o tempo geológico que se está a avaliar. No caso particular do supercontinente Gondwana, para se efetuar a correlação entre as associações dos vários locais, deve ter-se em conta a extensão geográfica deste supercontinente e a consequente variação da paleolatidade, do paleoclima e do paleoambiente que podem influenciar o desenvolvimento de diferentes espécies (Falcon, 1975).

De seguida é apresentada a distribuição dos *taxa* característicos do Pérmico Superior, sendo notório que as espécies guia com maior importância biostratigráfica são as seguintes: *Osmundacidites*, *Reticuloidosporites*, *Polipodiisporites*, *Alisporites*, *Protohaploxypinus*, *Corisaccites*, *Guttulapollenites*, *Lueckisporites*, *Striatopodocarpites* e *Weylandites*.

O interesse pela exploração de carvão na África central, desencadeou o início dos estudos palinológicos nesta vasta região, com vista ao estabelecimento de correlações estratigráficas dos diferentes níveis de carvão (Falcon, 1975). Entre as regiões estudadas encontra-se o Vale do Médio Zambeze, a sul da **Zâmbia** (Nyambe & Utting, 1997), local onde nos sedimentos do Pérmico Superior se encontram diversas espécies guia, tais como os pólenes dissacados estriados (29-56%): *Protohaplowypinus limpidus*, *P. goraiensis*, *Striatopodocarpites cancellatus* (cujos primeiros registos

datam do Pérmico Inferior daquela sucessão), *Guttulapollenites hannonicus* e *Corisaccites alutas* (que surgem na Formação argílica de Madumabisa, que corresponde à unidade litostratigráfica “Beaufort” de África do Sul do Pérmico Superior). Verifica-se o mesmo para os esporos monoletes *Reticuloidosporites warchianus* e *Polypodiisporites mutabilis*. Outros taxa presentes, em quantidades significativas (9-16 %), são pólenes colpados *Weylandites lucifer* e *Preacolpatites sinuosus*. Nesta associação verifica-se igualmente a presença de algas em quantidades ligeiramente superiores às dos esporos triletes, cuja presença é classificada de rara. Entre estes esporos destaca-se a presença de *Lophotriletes novicus*, *Cyclogranisporites* sp. e *Leiotriletes* sp., entre outros.

Nas sucessões da Bacia do Médio Zambeze no **Zimbabwe** (Falcon, 1975), o Pérmico Superior está definido para a sucessão estratigráfica local MK5 (que corresponde à sucessão estratigráfica “Beaufort” Inferior e ao Karoo Médio), para o qual foi determinada a Zona IV–Subzona H pela presença de pólenes como *Protohaploxypinus limpidus*, *P. goraiensis*, *P. diagonalis*, *Striatopodocarpites cancellatus*, *Marsupipollenites striatus*, *M. triradiatus* ou *Guttulapollenites hannonicus*, sendo que esta última espécie surge apenas nesta zona. Nesta região, os esporos trilete vão diminuindo à medida que se aproxima o Pérmico Superior, verificando-se que um dos últimos picos da sua abundância ocorre próximo da transição entre o Pérmico Inferior-Pérmico Superior. No Pérmico Superior as abundâncias relativas destes esporos permanecem relativamente constantes entre 0-10 %, como é o caso de *Lophotriletes* e *Laevigatosporites*, valores que se aproximam dos verificados no presente estudo. Segundo Falcon (1975), os esporos não são os palinórmorfos mais indicados para a biozonação, sendo um dos presumíveis motivos o facto das plantas pteridófitas serem sensíveis a pequenas variações climatológicas de pequena escala, não existindo muitas vezes uma correlação direta entre as variações da quantidade de esporos e a ocorrência de grandes eventos.

Tal como se verifica para as regiões já mencionadas, também a microflora da ilha de **Madagáscar** é alvo de comparação neste estudo, dada a proximidade que existia entre esta ilha e Moçambique, durante a existência do supercontinente Gondwana. Em Madagáscar (Wright & Askin, 1987) o Pérmico Superior é caracterizado por uma associação de palinórmorfos identificados no afloramento Sakamena Inferior, que se encontra a sul do país, entre os quais se destaca a presença dos pólenes bissacados estriados *Guttulapollenites hannonicus*, *Protohaploxypinus limpidus*, *P. goraiensis*, *P. diagonalis*, *Striatopodocarpites pantii*, os pólenes colpados *Weylandites lucifer* e *Praecolpatites sinuosus*. No grupo dos esporos destaca-se a presença de *Osmundacidites senectus*, *Apiculatisporis* spp., entre outros. As rochas deste afloramento destacam-se pela presença de espécimes que marcam o limite entre o Pérmico Superior-Triásico Inferior, sobretudo pela presença de *Guttulapollenites* e *Weylandites*, juntamente com *Lunatisporites pellucidus*, característico do Triásico.

Existe uma certa equivalência entre a associação da anterior região e a Formação Chhidru Superior do Salt Range, a oeste do **Paquistão** (Balme, 1970), a qual é considerada um dos melhores locais para estudar a palinologia do Pérmico Superior-Triásico Médio (Hermann *et al.*, 2012). Nesta região o Pérmico Superior é representado pelas associações da Formação “Wargal Limestone” e “Chhidru” (mais recente que a anterior). Estas associações são caracterizadas pela ocorrência de cerca de 61 espécies, entre as quais se destacam *Guttulapollenites hannonicus*, *Protohaploxypinus* spp.,

*Striatopodocarpites* spp., *Lueckisporites* spp., *Weylandites lucifer*, *Marsupipollenites triradiatus* e *Alisporites* spp. (Balme, 1970; Hermann *et al.*, 2012). Os pólenes *Guttulapollenites hannonicus* ocorrem entre o Pérmico Inferior–Pérmico Superior, sendo quantitativamente mais significativos no Pérmico Superior (Formação “Wargal Limestone” e parte inferior da Formação “Chhidru”), estando presente entre 10-13 % da contagem total. Este táxon para além de ser conhecido nos sedimentos do Pérmico Superior de Madagáscar, está igualmente representado no Pérmico Superior de África do Sul (Hart *in* Goubin, 1965 *in* Balme, 1970) e do este da Antártida (Montanhas Príncipe Charles) (Kemp, 1969/98). Entre o género *Protohaploxypinus* spp., destaca-se a espécie *Protohaploxypinus limpidus*, que é bastante semelhante às espécies registadas no Pérmico Superior de África, da Índia (Virkki, 1946; Bharadwaj, 1962 *in* Balme, 1970) e Antártida (Kemp, 1969/98). A presença do pólen colgado *Weylandites lucifer* varia entre raro a comum na Formação “Wargal Limestone” e raro a abundante na Formação “Chhidru”, estando entre os pólenes bissacados mais comuns, com valores de ocorrência inferiores a 1 % ou entre 2-10 %. Este género está presente nos sedimentos do Pérmico Superior de Madagáscar (Grupo Sakamena), do oeste da Austrália e da Índia (Bharadwaj & Saluja, 1964 *in* Balme, 1970). As espécies *Marsupipollenites triradiatus*, apesar de ocorrerem em percentagens bastante reduzidas nos sedimentos do Paquistão, estão amplamente difundidas pelas restantes regiões do Gondwana. Destaca-se a sua presença nos sedimentos do Pérmico Superior da Austrália, ou dos carvões e argilitos do Pérmico Superior da Antártida (Balme & Playford, 1967 *in* Balme, 1970).

Quanto à presença de esporos nos sedimentos do Pérmico Superior do Salt Range, destacam-se os exemplares de pteridófitas, como os esporos triletes *Lophotriletes novicus*, *Osmundacidites senectus* e os esporos monoletes *Polypodiisporites mutabilis* e *Laevigatosporites callosus*. A espécie *Osmundacidites senectus* está presente nos sedimentos do Pérmico Superior, mas é sobretudo característica do Triásico Inferior de outras regiões, como se verifica no oeste da Austrália.

Na **Índia** (Jha, 2006) as associações do Pérmico Superior são dominadas pela presença de pólenes *Striatopodocarpites* spp., *Guttulapollenites*, *Corisaccites*, *Protohaploxypinus* spp., *Alisporites* spp., *Weylandites* spp. e de esporos *Osmundacidites* sp., *Horriditriletes* spp., *Lophotriletes* spp. e *Verrucosisporites* (Srivastava & Jha, 1990; Jha, 2006). Pólenes *Guttulapollenites* atingem o seu desenvolvimento máximo durante o Pérmico Superior na Bacia de Satpura, Godavari e Wardha, sendo considerado como uma província fitogeográfica, pela sua presença em diversas regiões: Índia, Paquistão, Madagáscar, África e Antártida. O restante conteúdo palinológico (sobretudo a microflora da Bacia Satpura e da Bacia de Godavari) é bastante similar ao registado no SE do continente Africano durante o Pérmico Superior.

Em **África do Sul** (Steiner *et al.*, 2003) a associação palinológica do Pérmico Superior é denominada Zona *Klausipollenites schaubegeri*, estando representada por diversos espécimes de pólenes e esporos, tais como *Protohaploxypinus* spp., *Limitisporites* sp., *Lunatisporites* spp. e *Laevigatosporites callosus*.

Na **Antártida** (Montanhas Prince Charles) (Kemp, 1969/98) as amostras recolhidas na Formação Amery (Crohn, 1959) revelaram a presença de espécimes característicos do Pérmico Superior, havendo uma frequência elevada de pólenes estriados bissacados e raros monossacados, sendo

verificada esporadicamente a presença de grandes quantidades de esporos trilete, cuja importância é apenas local. Entre os espécimes característicos encontram-se *Alisporites* spp., *Guttulapollenites hannonicus*, *Weylandites lucifer*, *Striatopodocarpites* spp, *Protohaploxypinus* spp., *Marsupipollenites* spp., *Praecolpatites sinuosus*, *Osmundacidites*, *Horriditriletes*, *Lophotriletes*, *Laevigatosporites*, *Apiculatisporis* sp.e *Leiotriletes* sp.. Em geral, os esporos registados nestes sedimentos apresentam-se mal preservados, presumivelmente devido à proximidade de intrusões ígneas.

## 4.5. Interpretação Paleoambiental

As diferenças observadas na abundância de alguns grupos morfológicos na Bacia de Moatize-Minjova e noutras regiões onde as sucessões do Karoo estão presentes, podem ser interpretadas como o resultado de condições paleoecológicas locais. A produção e preservação da matéria orgânica é condicionada por diversos fatores, tais como o clima, a tectónica, alterações do nível de água ou a diagénese (Mugabe, 1999).

A grande diversidade de palinomorfos, presente nas amostras estudadas da sondagem ETA 71, sugere condições de preservação da matéria orgânica ideais. A forte presença de pólenes bissacados estriados está associada ao número significativo de gimnospérmicas (sobretudo o género *Glossopteris*), flora dominante entre o Pérmico e o Triásico. A variedade e abundância desta microflora, típica do Pérmico Superior em muitas regiões do supercontinente Gondwana, pode ser uma das consequências da deslocação deste supercontinente para latitudes mais temperadas (Falcon *et al.*, 1984 *in* Mugabe, 1999).

O predomínio de esporos face ao número de pólenes é uma tendência que pode indicar a predominância de condições húmidas e pantanosas (Beukes, 1985 *in* Macrae, 1988). Os esporos trilete em especial, não ocorrem em condições de ausência de água.

O registo de pólenes dissacados estriados e pólenes colpados sugere condições áridas a semi-áridas, às quais a vegetação precursora destes pólenes era bem adaptada (Foster, 1979), como é o caso, por exemplo, das plantas precursoras dos pólenes *Weylandites* (Wright & Askin, 1987 *in* Mugabe, 1999).

A abundância de esporos e a grande variedade de pólenes, pode ser explicada pela presença de criptogâmicas que possivelmente se desenvolveram nas zonas de sombra de grandes florestas, próximas das margens de lagos, sendo os seus esporos os primeiros a ficar depositados nas zonas adjacentes.

A presença de algas indica igualmente a existência de acumulações de água, podendo ser o resultado de um fenómeno característico de um local restrito da bacia, pois noutros locais onde as sucessões do Karoo estão presentes, os picos de abundância das algas, estão relacionados com condições específicas das águas, como a salinidade ou outra característica mineral da água (Falcon, 1975).

Tendo em conta os aspetos anteriormente descritos e as características litológicas dos sedimentos estudados, o ambiente de deposição destes sedimentos poderia ser lacustre, pois nesse tipo de ambiente é compatível a existência de água doce em simultâneo com condições de ausência de água, que permitam o crescimento de plantas. A presença de argilitos e siltitos com intercalações de finas camadas de carvão e finas a médias camadas de arenitos ao longo da sequência litostratigráfica, sugere a alteração das condições de deposição, havendo um ambiente lacustre de baixa energia, propício à acumulação de matéria orgânica entre o qual surgem sedimentos fluviais intermitentes, confirmada pela presença comum de algas. A presença de argilitos negros sugere variação do nível de água, com consequente exposição sub-aérea da matéria orgânica (Mugabe, 1999).

A baixa quantidade de palinórfos e o estado de degradação destes, nas amostras da sondagem ETA15, pode ter resultado da exposição sub-aérea durante a descida periódica do nível de água, proporcionando condições de deposição áridas. Outra das hipóteses para a quase escassez e má preservação destes elementos é a reduzida quantidade de plantas no local ou a deposição ser proximal.





## 5. Palinofácies

Para designar o conjunto da MO que é extraída da fração mineral através de procedimentos palinológicos com a utilização de ácidos, Combaz (1964) introduziu o termo **palinofácies** (Mendonça *et al.*, 2012). Este termo é aplicado ao estudo de todas as partículas orgânicas presentes numa preparação palinológica, sendo muitas vezes confundido com o conceito de **fácies orgânica**, devido à dificuldade que existe em estabelecer um limite entre estes dois domínios (e.g., Peters & Cassa, 1994 *in* Borges, 2012). Contudo, o conceito de fácies orgânica refere-se à observação da MO de uma rocha sedimentar sob a perspetiva integrada de vários estudos, como a observação de palinofácies e petrografia orgânica através da microscopia e da geoquímica orgânica, tornando o conceito muito mais abrangente que o primeiro.

A observação das palinofácies permite interpretar os **paleoambientes** em que a MO se formou e as condições durante e após a sedimentação, para que se conheça a história da bacia em que esta se encontra depositada. Permite igualmente avaliar a qualidade da MO para fins relacionados com a **produção de hidrocarbonetos**. Em geral, se as partículas orgânicas forem essencialmente algas e MO (com origem rica em hidrogénio), têm maior potencial para a geração de petróleo. Certos materiais de origem terrestre, como esporos, pólenes, cutículas e outros tecidos membranosos têm identicamente algum potencial de geração deste hidrocarboneto (Batten, 1996).

A **quantidade** e as **características** dos materiais orgânicos presentes depende, de um modo geral, de um conjunto de fatores regionais, que podem estar correlacionados e cuja importância varia com o tipo de ambiente. Entre os principais fatores encontra-se o clima, a tectónica e as mudanças do nível médio do mar e outros de maior especificidade, como a insolação, a temperatura, a composição química da água, a atividade biológica, a granulometria dos sedimentos, o tipo de vegetação, a humidade (em ambiente continental subaéreo), entre outros.

O **clima** é essencial para a existência de MO em quantidades significativas. Este exerce uma forte influência tanto em ambientes continentais, como em ambientes de transição e marinhos (pouco profundos), tendo uma influência menos direta nos ambientes marinhos de maior profundidade. O clima está diretamente ligado aos processos de deposição, pois, entre outros aspetos relevantes, está o nível de energia do ambiente, que pode chegar a superar os processos de deposição. A velocidade de sedimentação é um aspeto importante, na medida em que, se for muito elevada, pode levar a uma grande disparidade entre a quantidade de material orgânico e a quantidade de sedimentos que o envolvem, que será muito maior. Quando é demasiado baixa pode causar uma diminuição da quantidade de sedimentos, que será insuficiente para a conservação da MO, uma vez que esta estará exposta aos processos de alteração e erosão dos agentes meteóricos e da matéria viva (atividade microbial) (Mendonça Filho & Menezes, 2001).

Outro dos fatores que afetam a preservação da MO é a **granulometria dos sedimentos**, pois os depósitos sedimentares podem ser constituídos por elementos com dimensões da ordem dos milímetros até sedimentos compostos por partículas da ordem de alguns micra de diâmetro. Este fator

pode influenciar a MO presente, de um modo geral, nas primeiras etapas diagenéticas: se a granulometria for demasiado grosseira (granulometria dos blocos calhaus, seixos e areia muito grosseira), haverá maior dificuldade de preservação da MO contida nos sedimentos, uma vez que, neste material, há maior facilidade de percolação de água e oxigénio, devido ao sistema de poros, que facilita a exposição às **reações de oxidação**. Se os sedimentos forem de dimensão média (granulometria da areia grosseira a fina), têm a desvantagem de poderem ser facilmente destruídos por abrasão e degradação microbiana ou até serem ingeridos pela fauna. O ideal serão os sedimentos de grão fino (granulometria da argila e do silte), que ao dificultarem a entrada de oxigénio, permitem com maior facilidade a preservação da MO.

Conclui-se, assim, que a preservação da MO depende de condições excepcionais de equilíbrio entre o nível da energia do ambiente deposicional e a velocidade de sedimentação que ocorrem em simultâneo, tal como a dimensão dos grãos que constituem os sedimentos.

A **tectónica** e o **nível médio do mar** são outros dos fatores que podem afetar a quantidade e as características da MO, na medida em que afetam a taxa de acumulação dos sedimentos, pois se a subsidência da bacia sedimentar e/ou o aumento do nível médio do mar forem menos significativos do que o suprimento de sedimentos terrígenos, haverá um aumento da taxa de acumulação de depósitos continentais. A situação inversa pode igualmente manifestar-se.

A degradação da MO por actividade biológica é diferente em ambiente terrestre ou aquático. Por exemplo, num ambiente terrestre, uma folha, poderá estar exposta a alteração por lixiviação, decomposição por atividade microbiana, fragmentação e consumo pela fauna. As plantas aquáticas, no geral, decompõem-se logo após a morte, exceto se forem constituídas por uma estrutura resistente à erosão, como acontece com várias espécies (Batten, 1996).

Tendo em conta que, apenas uma pequena parte de todo o material orgânico e inorgânico disponível, acaba por se depositar e chega até aos dias de hoje sem sofrer erosão e degradação, nenhuma interpretação de fácies pode ser apenas baseada na observação do material preservado (Mendonça Filho & Menezes, 2001).

Em seguida será apresentada a classificação dos componentes da MO utilizada neste trabalho, a análise das partículas orgânicas presentes nas amostras estudadas, designadamente a sua identificação, classificação e determinação das suas proporções relativas, numa perspetiva de interpretação das tendências gerais de distribuição dos diferentes grupos que constituem a MO ao longo da sondagem, de modo a interpretar o paleoambiente presente na área estudada e identificar rochas com potencial de geração de hidrocarbonetos.

## 5.1 Caracterização dos diferentes tipos de matéria orgânica

O estudo de palinofácies permite a caracterização da fácies orgânica, através do estudo **qualitativo** de identificação dos diferentes componentes e avaliação do seu estado de preservação, como ainda através do estudo **quantitativo** do conteúdo orgânico presente nas rochas sedimentares, pela determinação das proporções relativas dos diferentes componentes, que permitem determinar a sua distribuição espacial nos sedimentos.

A classificação da MO é feita mediante a observação do material através da microscopia de luz branca transmitida em lâminas palinológicas. Para a identificação da MO existem diversas classificações propostas por vários autores (Burgess, 1974; Combaz, 1980; Correia, 1971; Ercegovac & Kostić, 2006; Hart, 1979; Masran & Pocock, 1981; Staplin, 1969; Tyson, 1984; Whitaker, 1984 *in* Suárez-Ruiz, 2012). Entre as classificações mais utilizadas encontram-se as definidas por (Tyson (1995), Menezes *et al.* (2008) e Mendonça Filho *et al.* (2002, 2010b, 2011) *in* Mendonça Filho, *et al.*, (2012)), sendo a última seguida neste trabalho. Segundo Mendonça Filho *et al.* (2012) na MO podem ser distinguidos três grupos morfológicos: fitoclastos, MOA e palinomorfos.

O grupo dos **fitoclastos** engloba todos os vestígios de MO de origem continental, como **vestígios de plantas terrestres** que podem apresentar-se biostruturados ou não, **hifas de fungos** e partículas com **formas estreitas** (filamentos) e **tubulares** (*tubes*, *filaments* e *hairs*) (e.g. Johnson, 1985; Davies *et al.*, 1991 *in* Batten, 1996). Os vestígios de plantas são essencialmente fragmentos lignocelulósicos que resultam da degradação dos tecidos lenhosos (xilema), podendo igualmente estar presentes **cutículas** (partículas com estrutura celular) ou **membranas** (partículas sem estrutura celular) (Tabela 5.1). Os fragmentos de tecidos lenhosos de depósitos anteriores ao Devónico estão pouco documentados, ao contrário dos depósitos do Pérmico e do Mesozóico, onde na sua grande maioria os tecidos lenhosos pertencem a gimnospérmicas. Já nos depósitos do Cretácico Médio até à atualidade, existe um aumento dos tecidos lenhoso de angiospérmicas. O lenho das angiospérmicas contém menos lignina que o das gimnospérmicas, sendo menos resistente à degradação e mais susceptível à invasão de fungos (Batten, 1996). Assim, os vestígios fossilizados do lenho das angiospérmicas tendem a não estar tão bem preservados como o das gimnospérmicas, pois a presença de lignina confere resistência aos agentes decompositores (Teichmüller, 1982a *in* Batten, 1996).

Tabela 5.1: Classificação de um dos componentes da MO – Grupo dos Fitoclastos (adaptado de Mendonça Filho *et al.*, 2012).

GRUPO	SUBGRUPOS		DESCRIÇÃO
Fitoclastos	Opacos	Equidimensionais	Partículas de forma quadrangular
		Alongados	Partículas de forma alongada (comprimento superior à largura)
	Não-opacos	Não Biostruturados	Partículas sem qualquer estrutura botânica.
			Perfuradas; Bandadas; Estriadas; Listradas.
		Biostruturados	Partículas de cor amarelo ou castanho claro que em alguns casos podem ter estômatos visíveis.
			Partículas de tonalidade amarelo claro ou translúcidas.
		Membranas	Fragmentos de hifas de tonalidade castanha.
		Hifas de Fungos	Filamentos tubulares ramificados e não-ramificados ou membranosos e tecidos (que poderão derivar de algas).
		<i>Tubes, filaments e hairs</i>	

Os fitoclastos podem apresentar diferentes graus de preservação, sendo distinguidos principalmente pela sua tonalidade e forma. Podem ser divididos em **opacos** (quando não permitem a passagem da luz, apresentando cor totalmente escura) e **não-opacos** (quando exibem diferentes tonalidades de castanho). Neste subgrupo é possível distinguir várias tonalidades dentro da mesma partícula (desde o castanho translúcido até ao negro opaco, dependendo da espessura do material tal como diferentes **bioestruturas internas**). Entre estas bioestruturas internas, as partículas podem apresentar-se perfuradas (perfurações que podem ser ordenadas ou não), bandadas (quando apresentam uma banca de cor clara entre duas bandas laterais escuras simétricas), estriadas (partículas com várias listas estreitas, regulares, com aparência fibrosa) e listradas (quando são visíveis listas escuras e claras irregulares que, por vezes, podem ser espessas) (Mendonça Filho & Menezes, 2011).

O subgrupo dos fitoclastos opacos engloba ainda as cutículas, que representam a cutina (material lipídico) da epiderme de folhas e caules de plantas superiores (Batten, 1996) e as membranas, que podem ter origem cuticular ou epidermal, sendo um tecido não-celular que aparece muitas vezes junto aos fitoclastos opacos e não-opacos. Os fitoclastos não-opacos podem ser adicionalmente classificados como não-degradados (quando os fragmentos apresentam contornos nítidos), degradados (quando os contornos são irregulares e difusos) e amorfizados (quando os contornos das partículas são difusos, podendo exibir fluorescência que pode resultar de alteração microbiana) (Mendonça Filho & Menezes, 2011).

Outros elementos diferenciáveis nas preparações palinológicas são os filamentos individuais do micélio da fase vegetativa dos fungos - hifas de fungos, cuja forma estreita (geralmente inferiores a 15 µm) é

facilmente identificável. Aparecem muitas vezes associadas a esporos de fungos, apresentando cor escura devido à presença de melanina (Stach, 1982; Teichmüller, 1982b; Elsik, 1992 *in* Batten, 1996). Como os fungos colonizavam-se nas plantas superiores, os seus fragmentos aparecem nos sedimentos juntamente com os vestígios destas plantas, sendo típicos de depósitos termicamente imaturos (Batten, 1996).

O grupo da **MOA** é constituído por elementos orgânicos sem estrutura, divididos entre “MOA” e resinas. “MOA” pode ser um produto da degradação biológica de outras partículas orgânicas podendo apresentar aspeto granular ou fibroso. Representa a maior parte da MO marinha presente nos sedimentos. Algum deste material orgânico sem forma, pode ser produto da degradação de vegetais terrestres superiores. Existe alguma dificuldade de reconhecimento deste material em lâmina delgada, por ser facilmente confundida com outras substância orgânicas de aparência semelhante, como as membranas amorfizadas, os palinomorfos degradados ou outras partículas de menor dimensão que se encontram agregadas (Batten, 1996).

Já as resinas podem ter como precursores, vegetais terrestres superiores de florestas tropicais ou subtropicais, como coníferas, sendo o resultado da degradação de produtos de gelificação ou de alteração térmica de constituintes orgânicos (Tabela 5.2).

Tabela 5.2: Classificação de um dos componentes da MO – Grupo do Matéria Orgânica Amorfa (MOA) (adaptado de Mendonça Filho Mendonça Filho *et al.*, 2012).

GRUPO	SUBGRUPOS	DESCRIÇÃO
MOA	"MOA"	Material de tonalidade clara ou translúcido não estruturado, podendo apresentar diversas formas e conter inclusões de pirite.
	Resina	Partículas não estruturadas, geralmente arredondadas.

O grupo dos **palinomorfos** é representado pelos esporomorfos de origem terrestre (esporos, pólenes e esporos de fungos), pelos zoomorfos (palinoforaminíferos, escolecodontes, quitinozoários) e pelo microplâncton de água doce (algas Chlorococcales) e marinho (dinoflagelados, acritarcas e prasinófitas), cuja parede orgânica é resistente ao ataque com ácidos clorídrico e fluorídrico (Tabela 5.3).

Tabela 5.3: Classificação de um dos componentes da MO – Grupo dos Palinomorfos (adaptado de Mendonça Filho, 2012).

GRUPO	SUBGRUPOS		DESCRIÇÃO
Palinomorfos	Esporomorfos	Esporos	Palinomorfos de forma triangular/circular, com marca trilete/monolete e ornamentação variada. Derivam de briófitas, pteridófitas e fungos.
		Pólenes	Palinomorfos de morfologia variada (monosacados, bissacados ou colpados, etc) e ornamentação variada. Derivam de gimnospérmicas e angiospérmicas.
	Zoomorfos	Palinoforaminíferos	Película interna quitinosa que reveste a carapaça de foraminíferos.
		Escolecodontes	Elementos dispersos do aparelho bucal de anelídeos poliquetas.
		Quitinozoários	Palinomorfos com paredes orgânicas, pseudoquitinosas ou quitinosas.
	Microplâncton de água doce		Colônias de algas globulares irregulares ( <i>Botryococcus</i> ). Colônias de algas verdes ( <i>Pediastrum</i> ).
	Microplâncton marinho		Engloba os dinoflagelados, acritarcas e prasinófitas.

## 5.2 Caracterização geral das condições de deposição dos principais componentes da matéria orgânica e sua evolução temporal

A tendência de distribuição dos diferentes grupos são importantes para a caracterização das condições de deposição das sequências sedimentares em estudo, pois fornecem dados indiretos para a interpretação do paleoambiente. Estes dados podem indicar a duração relativa total do processo de transporte entre a origem das partículas e o local de deposição e consequentemente a proximidade da origem de produção da matéria orgânica, tal como o ambiente de deposição, as condições de fossilização, a estabilidade das massas de água, entre outros aspetos.

Quando numa associação palinológica estão presentes grandes quantidades de **fitoclastos**, essa percentagem pode estar associada a períodos de chuvas intensas nos quais o material vegetal, como troncos, folhas e outros materiais particulados, são arrastados pelas linhas de água e depositadas em ambiente deltáico (e.g. Allen *et al.* 1979 *in* Batten, 1996). Neste contexto, pode existir alguma dispersão na deposição do material e uma diminuição da sua quantidade, proporcional à distância que percorrem desde o local de origem. Outro dos aspetos que pode ser associado à elevada percentagem de fitoclastos nos sedimentos é a diminuição do nível médio das águas, com consequente aumento das condições oxidantes e aumento da degradação, pois os fitoclastos têm maior probabilidade de preservação do que outros elementos orgânicos, devido à presença de tecidos ricos em lignina na sua

composição (Tyson, 1993 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001). No subgrupo dos **fitoclastos opacos**, podem estar presentes partículas cuja cor negra pode ser resultado dos processos de maturação ou estar associada a alterações em meio terrestre, devido a modificações sazonais do nível médio do mar, após a sua deposição, à oxidação durante o transporte ou serem o resultado da combustão da vegetação (Cope, 1981 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001). A presença destas partículas é associada a ambientes mais distais, uma vez que têm maior resistência à degradação. Assim, a proporção de fitoclastos opacos face aos não-opacos aumenta em direção ao offshore.

Segundo vários autores (e.g. Tyson, 1995; Jacobson, 1991; Jones, 1987 *in* Borges 2012), a presença do grupo dos fitoclastos aumenta as possibilidades de geração de gás, nos sedimentos onde estão presentes.

A presença de **MOA** está associada à degradação de MO em ambientes de baixa energia, onde predominam condições redutoras que promovem a preservação do material, tipicamente nas planícies deltáicas ou na zona de prodelta dos sistemas fluvio-deltaicos.

O grupo dos **palinómorfs**, representado por MO de origem terrestre, e por organismos aquáticos de água doce ou salobra e marinha, quando presentes numa associação palinológica, podem igualmente contribuir para a interpretação da proximidade de canais fluviais, dependendo das suas quantidades. Podem ainda ser indicadores de tendências transgressivas/regressivas do ambiente deposicional (Mendonça Filho & Menezes, 2001), entre outros aspetos.

A distribuição do subgrupo dos esporómorfs (esporos e pólenes), em particular, depende de inúmeros fatores, como a quantidade que está disponível, a sua morfologia, a direção preferencial do vento ou a quantidade de precipitação. A presença de pólenes está geralmente associada a ambientes distais de baixa energia e a condições de oxidação moderadas, sobretudo pólenes bissacados, devido à sua capacidade de flutuação que permite que sejam transportados através da água ou do vento. Tendo em conta este e outros aspetos, em geral, a razão entre a quantidade de pólenes e esporos é maior, quanto maior for a distância de origem destes componentes. Contudo, existem outros aspetos a considerar, como a incapacidade de flutuação de alguns pólenes sacados, que tornam a sua distribuição mais restrita (Mudie, 1982 *in* Batten 1996). Assim, destaca-se a presença de pólenes sacados tanto em ambientes proximais (*near-shore*), como em ambientes distais (*off-shore*), não sendo os constituintes mais indicados para a interpretação da distância entre a origem da MO e o local de deposição (Batten, 1996).

Outro aspecto que pode ocorrer são os agrupamentos de esporos (tétradas) e pólenes, associados a um ambiente proximal de baixa energia e com uma taxa de sedimentação rápida (Tyson, 1993 *in* Borges, 2012).

Os esporos de pteridófitas, quando constituídos por exinas espessas e/ou muito ornamentadas, são geralmente acumulados na proximidade do seu local de origem (Tyson, 1989 e 1993 *in* Mendonça Filho & Menezes, 2001), havendo maior quantidade de esporos de exinas pouco espessas e sem ornamentação em locais mais distantes da sua origem, devido à sua facilidade de transporte. Podem existir associações onde coexistem ambos os esporos, com predominância de esporos complexos,

espelhando uma deposição próxima da fonte, sendo abundantes por exemplo em fácies de ambiente lacustre e pantanoso, muitas vezes associados à formação de carvão (Müller (1959); Chaloner & Muir (1968); Batten (1975); Mudie (1982) *in* Batten, 1996).

### 5.3 Distribuição e proporções dos principais componentes da matéria orgânica

A partir da classificação detalhada dos principais componentes da MO, determinam-se as suas quantidades absolutas presentes nas amostras estudadas, as quais são recalculadas para valores percentuais e normalizados a 100%. Para esta contabilização foi utilizada a classificação definida por (Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.* (2010a) *in* Mendonça Filho, 2012), tendo sido considerados os seguintes grupos morfológicos principais: fitoclastos (opacos (FO), não-opacos (FNO), membranas (M) e hifas de fungos), matéria orgânica amorfa (MOA) e palinórfos (esporos, pólenes e palinórfos indeterminados) (Tabela 6).

Para este estudo utilizaram-se amostras não-oxidadas, tendo sido analisadas a maioria das amostras de cada uma das sondagens. Na sondagem ETA 15 não foram analisadas as amostras M42 e M43 e na ETA 71 a amostra M48, por não terem resíduo orgânico que justificasse o seu estudo. Cada lâmina delgada foi dividida em três áreas semelhantes, a partir das quais foram contabilizadas 300 partículas, que representam estatisticamente o conjunto total da MO, com exceção da amostra M50, onde apenas foi possível contabilizar 70 partículas. Esta contabilização teve em conta a avaliação das características ópticas, através da microscopia de luz transmitida com ampliação de 40x, tendo sido feito o registo fotográfico dos constituintes orgânicos mais representativos de cada amostra. A partir da contabilização, foram obtidas as proporções relativas dos diferentes grupos.

O grupo com maior representatividade nas amostras de ambas as sondagens é o dos **fitoclastos** (Anexo I), cujas quantidades relativas variam entre 85 e 97 % na sondagem ETA 15 e na sondagem ETA 71 entre 74 e 97 % (Tabelas 5.4 e 5.5). O subgrupo que mais contribui para estes valores são os **fitoclastos não-opacos** (FNO), que se distinguem pela sua abundância face aos restantes componentes, chegando a atingir 72 % do total de fitoclastos na sondagem ETA 15 e 77 % na ETA 71. Em geral, estes componentes apresentam tonalidade castanha escura, sendo possível distinguir diversas partículas não-bioestruturas e bioestruturadas (listradas, bandadas e perfuradas), tal como uma grande percentagem de partículas degradadas. O subgrupo dos **fitoclastos opacos** está representado por partículas equidimensionais e alongadas.



Tabela 5.4: Percentagens relativas dos grupos principais (Fitoclastos (F); Matéria Orgânica Amorfa (MOA) e Palinomorfos (P)) e dos subgrupos dos constituintes orgânicos do total da MO (Fitoclastos opacos (FO); Fitoclastos não-opacos (FNO); Membranas (M); Esporos (Ep) e Pólenes (PI)) e valores FO/FNO obtidos nas amostras da sondagem ETA 15.

Amostras	Grupos Principais (%)			Fitoclastos (%)			Palinomorfos (%)		Parâmetro
	F	MOA	P	FO	FNO	M	Ep	PI	
<b>M41</b>	97	3	0	26	69	2	0	0	0,4
<b>M40</b>	95	2	3	23	72	0	0,18	0,36	0,3
<b>M39</b>	85	6	9	35	48	3	0,67	1,67	0,7
<b>M38</b>	92	5	3	12	69	11	1,67	0	0,2
<b>M37</b>	97	2	1	35	60	2	0	0,33	0,6
<b>M36</b>	93	6	1	24	67	2	0	0	0,4
<b>Média</b>	94	4	2	25	68	2	0,09	0,17	0,4

Tabela 5.5: Percentagens relativas dos grupos principais (Fitoclastos (F); Matéria Orgânica Amorfa (MOA) e Palinomorfos (P)) e dos subgrupos dos constituintes orgânicos do total da MO (Fitoclastos opacos (FO); Fitoclastos não-opacos (FNO); Membranas (M); Esporos (Ep) e Pólenes (PI)) e valores FO/FNO obtidos nas amostras da sondagem ETA 71

Amostras	Grupos Principais (%)			Fitoclastos (%)			Palinomorfos (%)		Parâmetro
	F	MOA	P	FO	FNO	M	Ep	PI	
<b>M52</b>	90	7	3	13	77	0	0	0,28	0,2
<b>M51</b>	92	4	4	31	56	5	0,57	0,57	0,5
<b>M50</b>	74	25	1	46	27	1	0	0	1,7
<b>M49</b>	97	2	1	15	74	8	0,67	0	0,2
<b>M47</b>	87	8	5	13	71	3	0,33	3,33	0,2
<b>M46</b>	84	4	12	11	71	2	3,67	2,00	0,2
<b>M45</b>	90	4	6	7	70	13	1,00	0,67	0,1
<b>M44</b>	92	5	3	21	68	3	1,33	0,33	0,3
<b>Média</b>	90	5	4	14	71	3	0,62	0,45	0,2

Os FO, ainda que menos representativos, estão presentes em quantidades que variam entre 12 e 35 % na sondagem ETA 15 e 7 e 46 % na sondagem ETA 71 (Figuras 5.1 e 5.2).

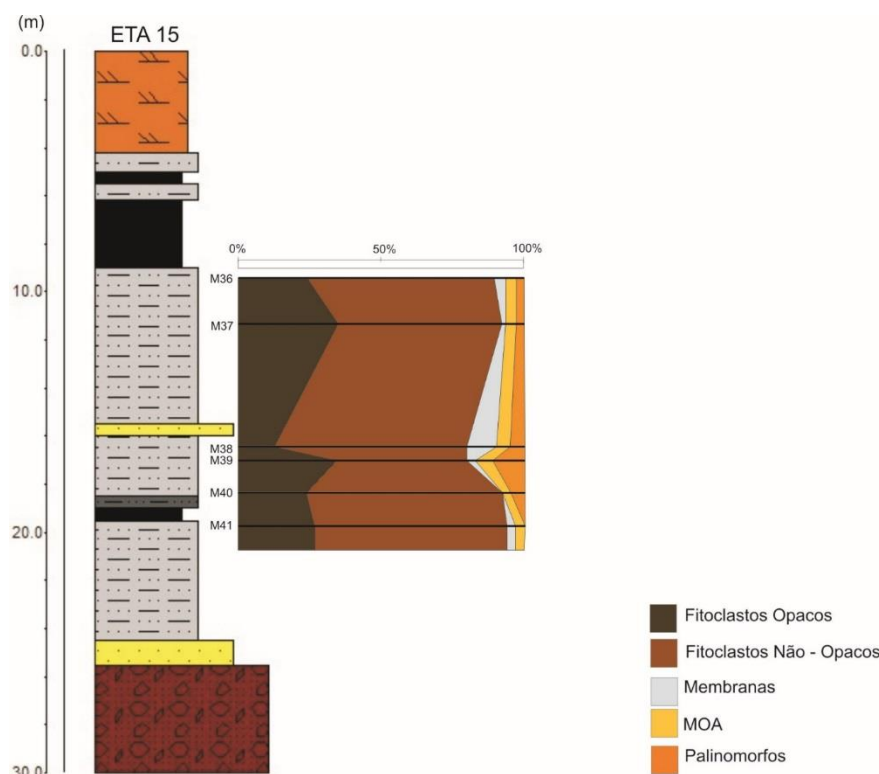


Figura 5.1: Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 15 e perfil de palinofácies, onde se encontram expressas as abundâncias relativas nas amostras analisadas.

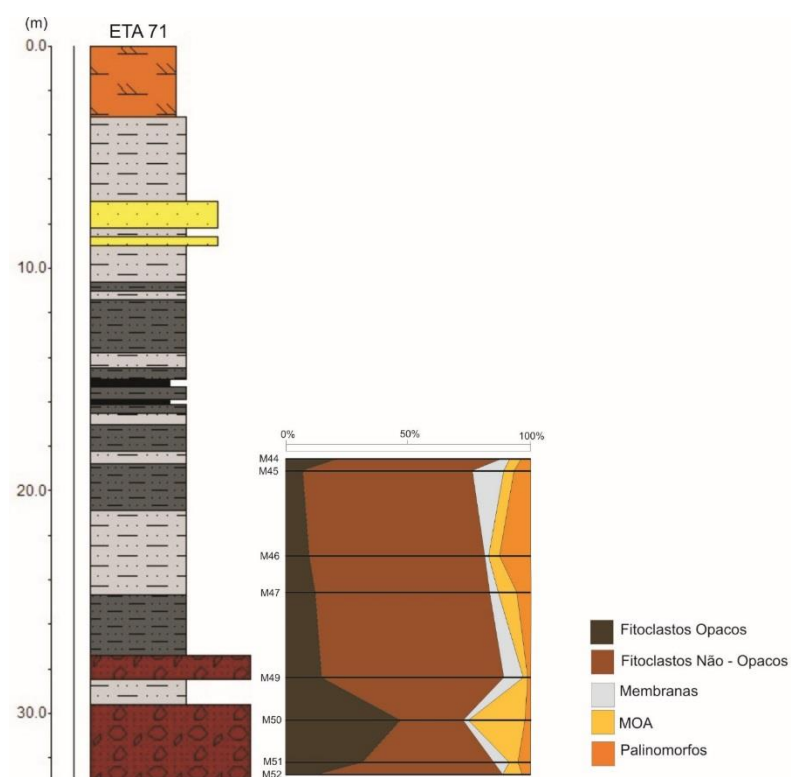


Figura 5.2: Coluna litostratigráfica da sondagem ETA 71 e perfil de palinofácies, onde se encontram expressas as abundâncias relativas nas amostras analisadas.

O segundo grupo com maior representatividade é o da **MOA**, cujos valores a oscilam entre 2 e 6 % na sondagem ETA 15 e entre 2 e 25 % na sondagem ETA 71. Este valor máximo da sondagem ETA 71, que se afasta bastante da tendência geral, foi registrado na amostra M50, podendo ser consequência do número reduzido de partículas contabilizadas nessa amostra.

Neste grupo optou-se por não diferenciar subgrupos, pois o material encontrado tem em geral as mesmas características distintivas. Assim, estão representados neste grupo todos os componentes orgânicos sem estrutura, que podem ser derivados de bactérias, fitoplâncton e agregados orgânicos degradados (Tyson, 1995 *in* Borges, 2012). O aspeto varia entre películas finas com tonalidades claras a translúcidas, que podem ter muitas vezes impressões de “crateras”, resultantes de inclusões de pirite ou o aspeto de formas densas com contornos angulares.

O grupo dos **palinomorfos** tem uma presença menos significativa, com quantidades a variarem entre 0 e 9 % na sondagem ETA 15 e entre 1 e 12 % na ETA 71, sendo representado pelo subgrupo dos esporomorfos. Em muitas das amostras ao longo das sondagens, não foram identificados componentes deste subgrupo, como nas amostras M41, M38, M37 e M36 da sondagem ETA 15 e na amostra M50 da sondagem ETA 71. Nas restantes amostras, o subgrupo dos esporomorfos está representado por quantidades semelhantes de esporos e grãos de pólen. Na sondagem ETA 15 a média de esporos é de 0,09 % e a de pólenes 0,17 %. Na sondagem ETA 71 estes valores aumentam ligeiramente para 0,62 % de média de esporos e 0,45 % de média de pólenes.

Para as percentagens do grupo dos palinomorfos, foram tidas em conta as quantidades de palinomorfos indeterminados, que representam todos os palinomorfos onde não foi possível identificar formas distintivas de diagnósticos, não sendo correto colocá-los em algum dos subgrupos conhecidos.

A presença de hifas de fungos, nas amostras estudadas é diminuta, tendo apenas sido registada na amostra M40 da sondagem ETA 15 e nas amostras M51, M52 e M47 da sondagem ETA 71.

Para além da contabilização das quantidades de componentes orgânicos, foi calculado para todas as amostras já referidas, o parâmetro **FO/FNO**, cujos valores variam entre o máximo e o mínimo de 0,2 e 0,7 na sondagem **ETA 15** e 0,1 e 1,7 na sondagem **ETA 71**, sendo as médias de ambas as sondagens de 0,4 e 0,2 respetivamente. Estes valores confirmam a quantidade superior de fitoclastos não-opacos relativamente a opacos nas duas sondagens.

## 5.4. Interpretação paleoambiental

As variações das características ambientais, têm consequências na biodiversidade e no registro geológico. Estas características podem ser físicas ou químicas (como salinidade, profundidade, luminosidade, hidrodinamismo, oxigenação), biológicas (biodiversidade) e geológicas (substrato, fossilização e sedimentação) (Ramalho, 2010). Essas particularidades podem ser espelhadas pelas quantidades relativas dos componentes da MO presentes nas amostras das sondagens estudadas.

Deste modo, as interpretações paleoambientais consideram a variação proximal-distal, a paleoprodutividade, as condições redox, as tendências transgressivas-regressivas, entre outros aspectos (Tabela 5.6).

Tabela 5.6: Correlação entre a percentagem dos diferentes componentes da MO e as tendências proximal-distal gerais (adaptado de Tyson, 1995 *in* Mendonça Filho & Menezes 2001).

Parâmetros	Tendência	
	Proximal	Distal
% Grupo Fitoclastos no conjunto total da MO	alta	baixa
% Grupo MOA no conjunto total da MO	baixa	alta
% Grupo Palinomorfos no conjunto total da MO	baixa	alta
% Subgrupo FO na quantidade total de Fitoclastos	baixa	alta
% Subgrupo FO equidimensionais do total de FO	alta	baixa
% Subgrupo FO alongados do total de FO	baixa	alta
% Subgrupo FNO não-biostruturados do total de FNO	alta	baixa
% Subgrupo FNO biostruturados do total de FNO	baixa	alta

A caracterização do conjunto da MO pode ser auxiliada pela comparação entre os campos de palinofácies e os ambientes deposicionais (Figura 5.3 e Tabela 5.7).

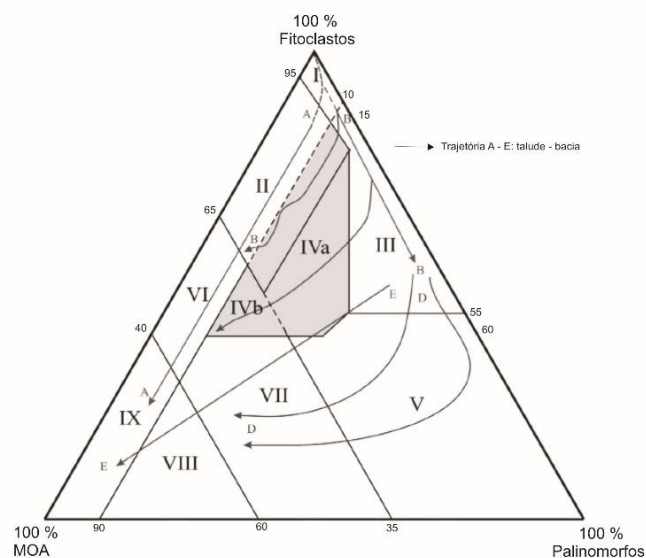


Figura 5.3: Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental (adaptado de Tyson (1993, 1995) in Menezes *et al.*, 2008).

Tabela 5.7: Campos de palinofácies e respectivos ambientes deposicionais (adaptado de Tyson, 1993, 1995 in Menezes *et al.*, 2008).

Campos de Palinofácies	Ambientes Depositionais
I	Bacia ou Plataforma altamente proximal
II	Bacia marginal disóxica - anóxica
III	Plataforma óxica heterolítica ("plataforma proximal")
IV	Transição Plataforma - Bacia
V	Plataforma óxica dominada por sedimentos argilosos ("plataforma distal")
VI	Plataforma proximal subóxica - anóxica
VII	"Plataforma" distal disóxica - anóxica
VIII	Plataforma distal disóxica - óxica
IX	Bacia distal subóxica - anóxica

Dado que os constituintes do **grupo dos fitoclastos**, são os mais abundantes nas amostras estudadas (Figura 5.4), a interpretação do paleoambiente a que as amostras estão associadas, deverá ter em conta estas percentagens. De um modo geral, a elevada percentagem de fitoclastos pode resultar da elevada produtividade primária de MO de origem vegetal em **ambiente continental subaéreo**, no qual existe influência direta das condições atmosféricas e do contacto com o oxigénio livre do ar, ou **ambiente continental subaquático** (modelos fluvial, lacustre/palustre, palustre/leques aluviais), ambos de **natureza proximal**.

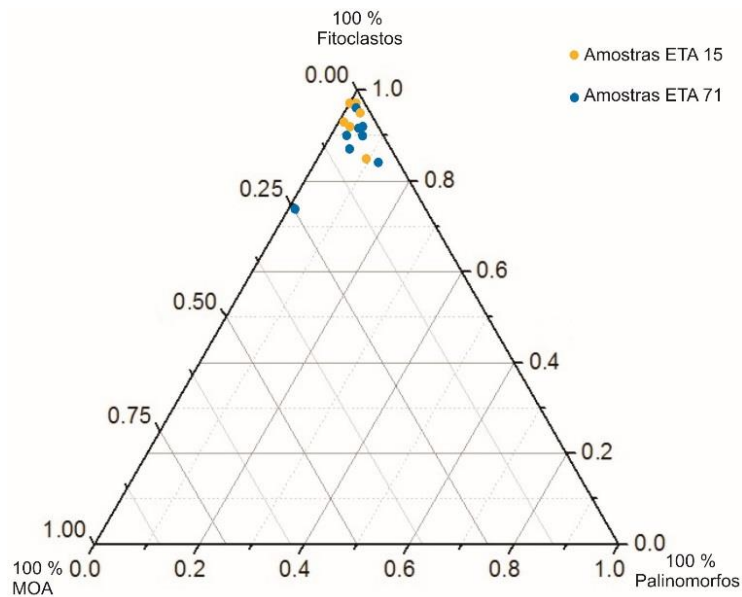


Figura 5.4: Diagrama ternário com a distribuição dos principais grupos de componentes orgânicos das amostras estudadas das sondagens ETA 15 e ETA 71.

No grupo dos **modelos fluviais** destaca-se o sub-ambiente de leque aluvionar, que é formado por pequenos cursos de água temporários que funcionam como locais de concentração e escoamento de águas pluviais, localizando-se geralmente no sopé de elevações topográficas. Os materiais transportados por estas águas ao atingirem o extremo inferior do canal, perdem velocidade e depositam-se formando uma acumulação em forma de leque. Nestes depósitos é possível diferenciar três zonas (proximal, média e distal), nas quais a granulometria é progressivamente mais fina, sendo a zona distal caracterizada por fácies da granulometria do silte e das argilas (Figura 5.5).

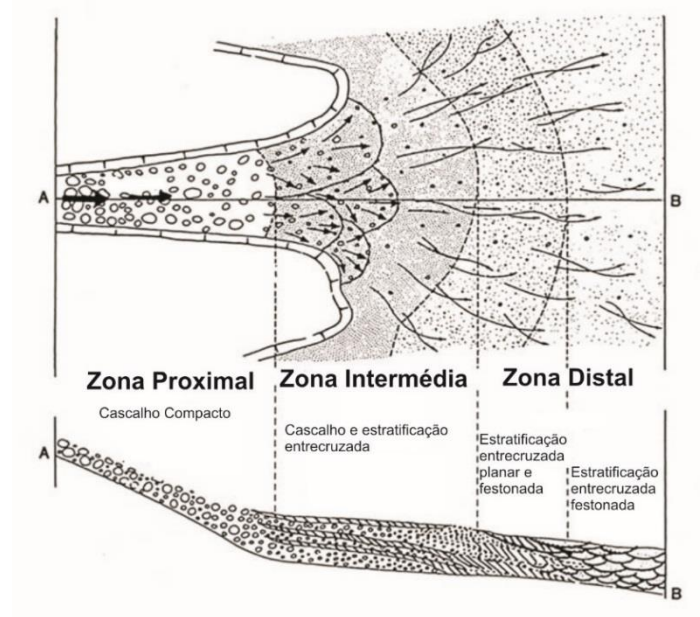


Figura 5.5: Esquema ilustrativo do modelo geral de deposição de um leque aluvionar baseado em depósitos do Devónico da Noruega (adaptado de Stell & Gloppen, 1980 *in* [www.uwosh.edu](http://www.uwosh.edu)).

A elevada quantidade de fitoclastos pode igualmente estar relacionada com as áreas de influência dos rios, como **zonas pantanosas**, formadas pelo transbordo das águas a partir das margens, que invadem as planícies de inundação. A estas estão associados limos argilosos laminados, que podem conter raros canais arenosos, havendo uma diminuição da granulometria no sentido do afastamento do canal principal. As zonas pantanosas estão geralmente associadas a climas húmidos, que favorecem o crescimento de vegetação e acumulação de MO (turfa e carvões).

Os **modelos lacustres** (Figura 5.6) podem igualmente explicar a acumulação de fitoclastos nos sedimentos, uma vez que estas porções de água no interior nos continentes podem ser alimentadas por via fluvial ou glaciária, tendo muito pouco hidrodinamismo, o que favorece a deposição de sedimentos detríticos finos nas suas margens (como siltes e argilas transportados pelas linhas de água). Apesar da sua camada de água ser de espessura reduzida, esta pode ser dividida numa zona superior (rica em oxigénio gerado pelas plantas e algas a partir da fotossíntese) e numa zona inferior (pobre em oxigénio – meio redutor), onde os restos orgânicos têm tendência a ficar preservados.

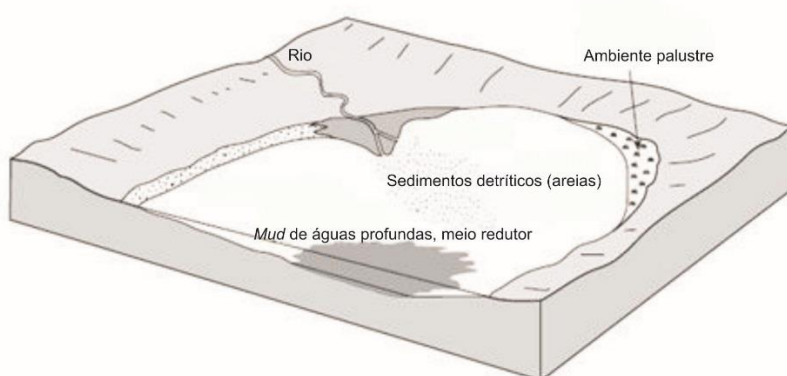


Figura 5.6: Distribuição da fácies característica do modelo lacustre onde há um domínio de sedimentação detrítica (adaptado de Nichols, 2009).

Os **modelos deltáicos** (que estão entre os ambientes de sedimentação de transição), são outro dos modelos onde a acumulação de fitoclastos é favorecida. Estes podem ser dominados por processos fluviais, por influência de marés ou ondulação, que têm um papel essencial na sua dinâmica e na sua morfologia (Figura 5.7). São caracterizados por possuírem uma intensa rede de canais que culmina numa massa de água (pântanos, bacias lacustres ou oceano), onde no geral podem ser originadas diferentes zonas sedimentares: *topset*, *foreset* e *bottomset*. *Topset* é formado por camadas subhorizontais de sedimentos fluviais, argilas e MO vegetal com origem nos sub-ambientes associados (como os pântanos); *foreset* é caracterizado por uma estratificação oblíqua de areias finas e siltes e *bottomset* é geralmente determinado pela presença de estratificação subhorizontal, constituído por argilas com laminações bem definidas e muita MO.

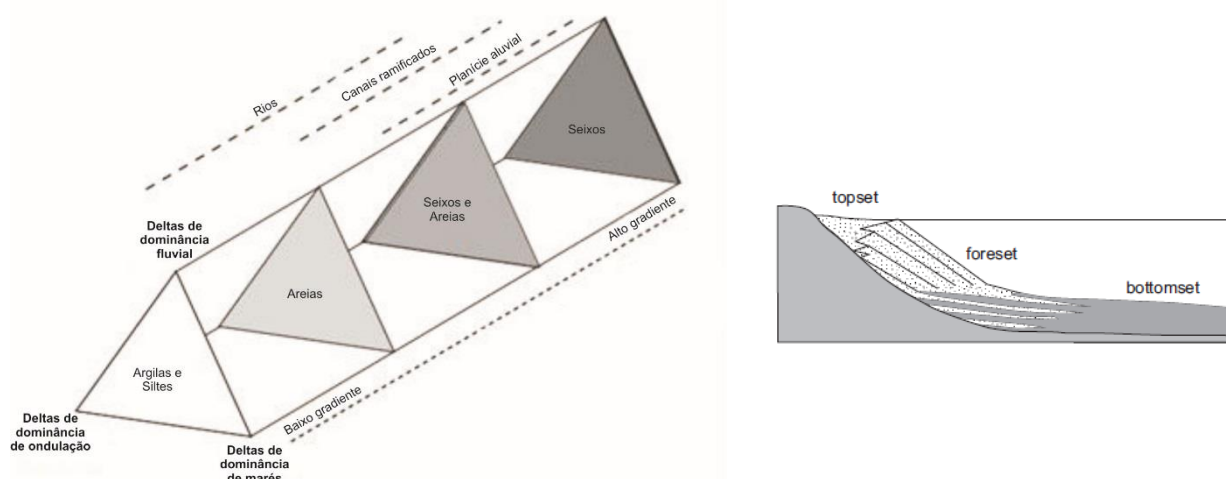


Figura 5.7: Representação triangular criada por Galloway (1975), onde se distingue deltas de dominância fluvial, de maré e de ondulação e as respectivas granulometrias (adaptado de Orton & Reading 1993 in Nichols, 2009). Do ponto de vista sedimentar, no corpo do delta distinguem-se: *topset*, *foreset* e *bottomset* (Nichols, 2009).

Os fitoclastos são assim associados sobretudo a ambientes proximais (Tabela 5.6 e Figura 5.4), onde o seu elevado fornecimento atenua a ocorrência de outros componentes.

A elevada percentagem de **FNO** pode indicar **proximidade de fontes fluviais**, onde a sua presença pode suprimir a quantidade de FO, componentes do grupo dos palinomorfos ou do grupo da MOA. O predomínio de FNO pode igualmente estar associado a uma curta distância de transporte até à bacia sedimentar (Van Bergen & Kerp 1990 in Modie, 2007), na qual existem condições de preservação da MO.

Os **FO** em particular, estão associados a **ambientes mais distais** (Tabela 6), devido à sua resistência à degradação, que permite que sejam dominantes em fácies de baixo conteúdo orgânico, uma vez que permanecem no sistema, quando o restante material já foi destruído. Quando os FO são alongados, há maior probabilidade de serem transportados para longas distâncias, devido à sua facilidade em flutuar e à resistência à degradação, pois estas partículas podem ter como precursoras, fragmentos de maior dimensão e de natureza mais resistente (Whitaker *et al.*, 1992 in Mendonça Filho & Menezes, 2001), estando sobretudo associadas a ambientes distais (Tabela 5.6).

Assim, de um modo geral, há um decréscimo na quantidade e dimensão dos fitoclastos na direcção dos sistemas distais, começando pelos FNO, que são os primeiros a diminuir a sua percentagem (nomeadamente os FNO não-biostruturados, perto do *nearshore*, seguidos dos FNO biostruturados, já próximos do *offshore*) (Figura 5.8). Os FO são os últimos a permanecer no ambiente, em particular os FO alongados. A zona *offshore* é caracterizada pela influência da ondulação que se reflete na deposição de sedimentos da granulometria das areias finas intercalados entre as *mudstone*. Os sedimentos são geralmente cinzentos devido à pouca oxigenação que existe a grandes profundidades, permitindo alguma preservação da MO no seu interior.



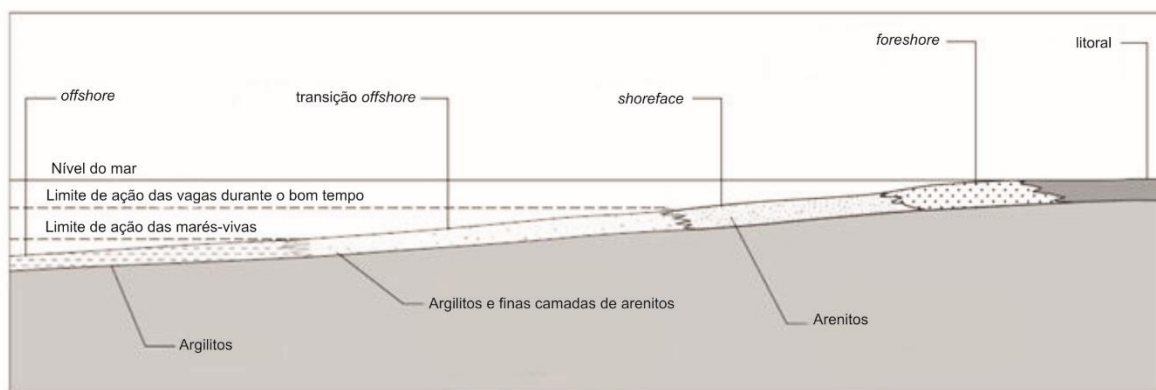


Figura 5.8: Modelo de sedimentação costeiro/litoral (cuja granulometria dominante são areias). Este tipo de litoral compreende um domínio submarino e outro subaéreo, definidos pela sua proximidade à costa e pelos processos dominantes: *foreshore*, domínio intertidal (praia) limitado pela maré alta e maré baixa; *shoreface*, corresponde ao domínio *infratidal* (praia imersa); *offshore*, plataforma externa - ambiente sedimentar marinho de plataforma continental (adaptado de Nichols, 2009).

A **MOA** e os componentes do grupo dos **palinomorfos** estão sobretudo associados a um ambiente distal (Tabela 5.6 e Figura 5.4). Porém, a presença de alguns esporos e pólenes de plantas terrestres superiores poderão estar associados a áreas próximas da flora precursora, tal como a locais de menor percentagem de fitoplâncton, como ambientes de reduzida salinidade, podendo haver proximidade de ambientes fluvio-deltaicos. A sua quantidade diminui em direcção aos sistemas distais (*offshore*), uma vez que se encontram distantes das fontes ativas e o seu transporte é pouco eficiente.

As palinofácies presentes na sequência estudada podem indicar a presença de uma fácies proximal de **ambiente lacustre a pantanoso** (Figura 5.6), em áreas de influência fluvial. Nestes ambientes a profundidade da água é relativamente baixa, tal como a salinidade. A espessura da camada de água é suficiente para atenuar os efeitos dos fatores atmosféricos sobre a MO depositada, havendo condições de preservação privilegiadas, pelo baixo hidrodinamismo, a fraca oxidação, entre outras condições. Neste ambiente os sedimentos são geralmente argilosos de cor escura, podendo existir camadas de arenitos (dependendo da proximidade do canal fluvial principal) e podendo ocorrer níveis carbonosos, com possibilidade de formação de carvão, características que se verificam nas sequências intersetadas pelas sondagens deste estudo.



## 6. Maturação Orgânica

A história térmica de uma bacia sedimentar pode ser inferida recorrendo ao estudo da matéria orgânica presente nas suas rochas. Este material é exposto a uma série de alterações provocadas por atividade biológica microbiana (Tissot & Welte, 1984) e por processos termodinâmicos de carácter irreversível, que ocorrem logo após a sua deposição e atuam de forma gradual, provocando alterações não só nas partículas orgânicas mas igualmente na fração inorgânica mineral presente. A esses processos termodinâmicos dá-se o nome de maturação, à qual estão associadas alterações ao nível da temperatura e pressão, que aumentam gradualmente durante um determinado período, como consequência do contexto tectónico e/ou das condições de subsidência dos sedimentos (Mussa, 2014).

A maturação pode ser dividida em diferentes estágios de evolução, no qual o material é exposto a uma série de transformações químicas que ocorrem de forma gradual, sendo primeiro a diagénese, seguido da catagénese e metagénese, ultimando nas fases iniciais do metamorfismo (Tissot & Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012). A diagénese tem início com a degradação bioquímica da matéria orgânica pela atividade de microorganismos aeróbicos e anaeróbicos a baixas profundidades (< 1km), sendo esta designada de Zona imatura (Tissot & Welte, 1984). A estas profundidades forma-se o querogénio, designação dada à fração insolúvel da matéria orgânica presente nas rochas sedimentares (Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012). Além do querogénio, também há uma fração solúvel (em solventes orgânicos) denominada betume. O querogénio pode ser classificado em quatro grandes grupos: tipos I, II, III e IV (Tissot & Welte, 1984), os quais dependem da origem da MO e do ambiente de deposição, estando a estes associada a proporção entre os três elementos mais abundantes no querogénio – carbono, hidrogénio e oxigénio, que varia em função da origem e evolução da MO. O **querogénio do tipo I** deriva sobretudo de algas e plâncton, sendo rico em hidrogénio (altos valores de H/C) e associado a ambientes lacustres e marinhos (Gomes & Alves, 2011). O **querogénio do tipo II** tem matéria orgânica de origem marinha (plâncton) como precursora, apresentando uma composição rica em hidrogénio e pobre em carbono, associado a ambientes marinhos profundos, onde o meio é redutor. O material orgânico do **querogénio do tipo III** é sobretudo de origem terrestre (detritos de plantas), apresentando baixos valores de H/C e altos de O/C, associados a ambientes terrestres ou marinhos (Gomes & Alves, 2011). O **querogénio do tipo IV** tem na sua composição MO residual rica em carbono e muito pobre em hidrogénio, que derivou de sedimentos antigos redepositados após a erosão (Gomes & Alves, 2011), estando sobretudo associados a ambientes pantanosos.

A matéria orgânica é assim sujeita a alterações progressivas ao nível da sua composição e estrutura, podendo essas alterações ser caracterizadas e interpretadas recorrendo a inúmeras técnicas, que depois de correlacionadas darão indicações mais seguras sobre a história térmica da região.

Para uma melhor caracterização e interpretação da maturação térmica de uma bacia recorre-se a diversos métodos, tais como:

- óticos, nomeadamente a **medição do poder refletor** de partículas dispersas, sobretudo das de vitrinite (%Rm) que se trata de um indicador orgânico de maturação, observada em microscopia de luz

refletida, tal como a cor da **fluorescência** da exinite dos palinomorfos e a **cor** (*Thermal Alteration Index* - TAI) dos mesmos, ambos observados com microscopia de luz transmitida;

- geoquímicos, como é o caso da técnica de pirólise “rock-eval”, a partir da qual é medida a temperatura máxima de pirólise;

- métodos mineralógicos, como a medição do grau de cristalinidade da ilite (indicador inorgânico de maturação), ou a análise dos traços de fissão da apatite.

Das várias técnicas conhecidas, as utilizadas neste estudo foram os métodos óticos anteriormente referidos.

O uso exclusivo de um determinado método pode trazer desvantagens, nomeadamente a nível do **equipamento** utilizado, como é o caso da resolução do microscópio; as **características do material** estudado, cujas dimensões deverão ter determinados limites para que seja possível a sua observação; e os **métodos de preparação** da matéria orgânica utilizados, nos quais pode existir perda excessiva de material que já não será estudado (Durand, 1980 *in* Fernandes, 2000). O ideal seria o uso de mais do que um método. No entanto, a quantidade e qualidade de informação que os métodos óticos permitem adquirir é razoável para que seja possível correlacionar os vários parâmetros e assim validar os resultados, sendo esta limitação superada.

Segue-se uma breve introdução teórica sobre o grupo de maceral estudado e os indicadores de maturação utilizados, tal como a descrição e interpretação dos resultados obtidos.

## 6.1 Poder refletor da vitrinite

Os macerais são os constituintes orgânicos particulados das rochas sedimentares, que representam diferentes tipos de materiais botânicos, cuja origem pode ser terrestre, lacustre ou derivar de restos de plantas marinhas, sendo principalmente conhecidos como os constituintes orgânicos microscópicos do carvão.

Entre os diferentes macerais estão presentes materiais com diferentes características, tais como restos de tecidos lenhosos, esporos, pólenes, cutículas, resinas e outras partículas microscópicas (dependendo da flora inicial e das condições de deposição da bacia). Deste modo, é legítimo dividi-los em diferentes grupos: o da **vitrinite**, o da **exinite** e da **inertinite**, segundo a nomenclatura do “International Committee for Coal and Organic Petrology” (ICCP) (Tabela 13).

A sua distinção é cientificamente correta, quando feita ao microscópio com luz refletida, tendo em conta o valor de refletância medido em cada partícula e outras características como a forma, a estrutura e o relevo.

O grupo da vitrinite foi proposto pela primeira vez em 1935 por Stopes (Fernandes, 2000), sendo a designação dada aos materiais formados por lignina, celulose ou pela combinação das duas, que evoluíram por gelificação em ambiente essencialmente anaeróbio, nos primeiros estágios de incarbonização (Fernandes, 2000). O primeiro registo destas partículas data do Devónico Inferior,

coincidindo com o desenvolvimento das primeiras plantas vasculares (Goodarzi & Norford (1987), Bertrand (1990), Pearce *et al.* (1991) e Rantisch (1995) *in* Lopes, 2013).

Tabela 6.1: Principais componentes dos grupos de macerais  
(adaptado de ICCP (1971, 1998, 2001), Taylor *et al.* (1998) *in* Suárez-Ruiz, 2012).

GRUPO DA VITRINITE	GRUPO DA EXINITE	GRUPO DA INERTINITE
<b>Telinite</b>	Esporonite	Fusinite
<b>Colinite</b>	Cutinite	Semifusinite
<b>Vitrodetrinite</b>	Resinite	Macrinite
<b>Gelinite</b>	Alginite	Micrinite
<b>Corpogelinite</b>	Liptodetrinite	Inertodetrinite
<b>Collodetrinite</b>	Betuminite	Esclerotinite
	Flourinite	Funginite
	Exudatinite	

No grupo da exinite encontram-se materiais que derivam de constituintes lipídicos de plantas aquáticas ou terrestres sem tecidos lenhosos, tal como algas (alginite), parede celular dos esporos (esporinite), cutículas, resinas, ceras polimerizadas, matérias gordas, óleos de origem vegetal, entre outros constituintes ricos em hidrogénio, que por evolução térmica podem originar hidrocarbonetos. Estas partículas geralmente existem em menor quantidade e degradam-se com maior facilidade, pois a sua origem é maioritariamente terrestre e por isso sujeitas a maior exposição dos agentes externos.

O grupo da inertinite é composto por constituintes vegetais que foram sujeitos a processos de alteração e degradação antes da sua deposição, por acção de bactérias e fungos em meios oxidantes, sendo um grupo que abrange tecidos em diferentes estados de conservação, detritos, geis, como ainda restos de fungos fossilizados (Pereira, 1997).

O estudo do poder refletor da vitrinite é um dos parâmetros mais utilizados para a determinação do grau de evolução da MO nos sedimentos, uma vez que a temperatura é o factor com maior influência no aumento da refletância destes materiais, pois é irreversível a partir do momento em que é adquirida durante o processo de maturação. Tendo em conta que factores como a pressão e o tempo não expressam a mesma preponderância que a temperatura (Traverse, 1988), a refletância da vitrinite é validada como um “geotermómetro”, sendo este valor considerado um padrão internacional.

Como referido anteriormente, os macerais estão estreitamente ligados ao estudo dos carvões, sobretudo o grupo da vitrinite, visto que se trata do maceral com maior representatividade entre os constituintes do carvão. Como as suas propriedades óticas alteram-se de forma regular durante o processo de maturação é possível determinar o grau de incarbonização dos carvões e definir a sua classe, segundo padrões internacionais, pela determinação da sua reflectância.

Durante a maturação dos carvões (incarbonização), os macerais estão expostos a um percurso no qual as alterações das suas propriedades são graduais, como perda de componentes voláteis e aumento

do teor de carbono. Porém, em determinadas posições deste processo, as alterações ocorrem com maior celeridade, tendo sido identificadas quatro destas ocorrências, designadas **saltos de incarbonização**. Estes podem ser correlacionados com o grau de maturação do carvão, com as zonas de geração e destruição de hidrocarbonetos, tal como através de métodos óticos, nomeadamente o poder refletor da vitrinite, a cor dos palinomorfos e a sua fluorescência (Tabela 6.2).

Tabela 6.2: Tabela de correlação entre os vários parâmetros de avaliação da maturação. TAI, *Thermal Alteration Index* (adaptado de Fernandes, 2000).

Correlação aproximada entre diferentes parâmetros						Níveis de Evolução Térmica da MO	Grau do Carvão	Zonas de potencial geração e desaparecimento de hidrocarbonetos	
%Rm	Fluorescência da Esporinite			TAI (1-5)	Escala de Cores				
	Intensidade	Cor	λ Máx. (nm)						
0,2	Alta a Média	Azul-Verde	500	1		Diagénese	Turfa	CH4 Biogénico (Zona Imatura)	
0,3	Alta a Média	Verde		1+			Legnito		
				2-			Sub-betuminoso		
0,4	Alta a Média	Verde	540	2		Betuminoso	Petróleo		
0,5				2+					
0,6	Alta a Média	Amarelo claro	600	3-		Catagénese	Betuminoso de média volatilidade	Oil Window	
0,7	Alta a Baixa	Amarelo		3					
0,8									
0,9	Baixa	Laranja-Castanho	640	3+		Betuminoso com baixa volatilidade	Gás Húmido		
1								Vermelho	
1,3	A esporinite dos esporos e pólenes não fluoresce		680	4-		Semi-antracite	Gás Seco		
1,35				4					
1,5				4+	Metagénese	Antracite			
2								Meta-antracite	
2,5								Grafito	
3,0									
4									
5									
>10									

O **primeiro salto de incarbonização** ocorre quando os carvões têm 80 % de carbono, 43 % de componentes voláteis e uma refletância média da vitrinite de 0.5% o que pode ser correlacionado com o início da *janela do petróleo*, isto é, o início da geração de hidrocarbonetos líquidos, sendo as rochas consideradas imaturas para valores inferiores a 0.5 %, produzindo apenas metano de origem biológica e hidrocarbonetos líquidos pesados.

O **segundo salto de incarbonização** pode ser correlacionado com o fim da *janela do petróleo*, que coincide com o início da produção de metano e é definido para carvões com 87 % de carbono, 29 % de componentes voláteis e refletância da vitrinite de 1.5 %, sendo as rochas consideradas maduras, deixando de existir fluorescência nos materiais do grupo da exinite dos materiais a partir desta fase.

No **terceiro salto de incarbonização** o carvão encontra-se enriquecido com 91 % de carbono e tem apenas 8 % de componentes voláteis, correspondendo este estágio a uma refletância média da vitrinite de 2.5 %, com perdas de componentes voláteis, especialmente de metano termogénico.

O **último salto de incarbonização** é caracterizado por carvões com 93.5 % de carbono e 4 % de componentes voláteis, com uma refletância média da vitrinite de 3.7 %, sendo estes valores correlacionados com o limite no qual as rochas são consideradas sobremaduras, havendo produção de algum gás húmido, na interface entre a catagénes e a metagénes (Fernandes, 2000; Lopes, 2013).

A determinação das propriedades dos macerais não se aplica apenas ao estudo dos carvões, mas igualmente a outras litologias cuja composição contenha matéria orgânica, possibilitando o estudo da história térmica destes materiais. Desta forma, aplicou-se esta técnica ao estudo das litologias recuperadas nas sondagens estudadas, uma vez que são maioritariamente de natureza argilosa contendo matéria orgânica. Nestas é possível identificar cada um dos grupos de macerais referidos, que se distinguem pelas propriedades ópticas distintas.

### 6.1.1 Medição do poder reflector da vitrinite

Ao longo dos anos, verificou-se que existiam inúmeras vantagens na utilização da refletância de partículas orgânicas, pois trata-se dos parâmetros mais utilizados na determinação do grau de evolução das mesmas, permitindo a análise de bacias sedimentares com formações de baixo grau de metamorfismo. A utilização do poder refletor das partículas de vitrinite dispersas em rochas sedimentares, remonta às décadas de 60 e 70, quando (Amosov (1962), Bostick (1971) e Teichmüller (1971) *in* Fernandes (2000)) encontraram nesta propriedade uma ferramenta útil para aplicar na indústria petrolífera.

Os valores de refletância da vitrinite são utilizados na determinação do grau de incarbonização, na verificação da maturidade térmica de litologias argilosas (Suárez-Ruiz, 2012) e do ponto de vista de uma análise integrada, podem fornecer indicações relativas ao potencial de geração de hidrocarbonetos das rochas sedimentares. Estes valores constituem um parâmetro que traduz o estado de evolução da MO numa bacia, uma vez que indicam as temperaturas máximas atingidas por estes materiais durante a subsidência. Deste modo é possível formular interpretações relativas à história térmica da região pois, como já referido, a temperatura é um dos fatores com maior influência no controlo da maturação do material orgânico (Tissot & Welte, 1984).

As partículas de vitrinite estão presentes em inúmeras litologias, sendo o seu poder refletor correlacionável com outros métodos óticos, geoquímicos e mineralógicos. Para além de ser um método preciso

e padronizado com reconhecimento internacional do ICCP em 1971 é barato e simples de ser adquirido. No entanto, existem inconvenientes no uso deste parâmetro:

**(a)** o efeito de supressão da refletância da vitrinite devido à impregnação de material betuminoso gerado pelos compostos do grupo da exinite (Buiskool Toxopeus (1983), Price & Barker (1985), Fang & Jianyu (1992) *in* Fernandes, 2000);

**(b)** a ausência de vitrinite em muitas rochas com potencial de geração de hidrocarbonetos, como argilitos negros ricos em matéria orgânica derivada de algas (Correia (1967), Staplin (1969); Burgess (1974) *in* Fernandes, 2000);

**(c)** a dificuldade de correlação de dados adquiridos em diferentes laboratórios (van Gizjel (1990) *in* Fernandes, 2000);

**(d)** a refletância da vitrinite variar com a composição do terreno, o tipo de plantas que lhe dão origem e as reações bioquímicas que sofre durante a maturação, levando estas características a problemas de identificação de vitrinite remobilizada, que pode resultar em erros de sobrestimação do valor de refletância. Os erros de sobrestimação podem igualmente ocorrer devido a uma incorreta preparação das amostras, sobretudo na fase de polimento;

**(e)** os aumentos e diminuições do valor de refletância podem ainda estar relacionados com a meteorização ou oxidação natural (Lemos de Sousa (1978) *in* Fernandes, 2000);

**(f)** este parâmetro é sobretudo utilizado em sedimentos pós-Devónicos (Marques *et al.*, 2006).

Para este estudo foram seleccionadas apenas duas amostras de cada sondagem, dado o exíguo comprimento destas, tendo havido o cuidado de escolher amostras ricas em MO.

A observação prévia das palinofácies confirmou a existência de igual quantidade de partículas opacas e não-opacas que se deve ao facto da MO presente nas amostras encontrar-se numa fase evoluída do seu estado de incarbonização, que corresponde a um grau médio de maturação da MO. Assim mediu-se o poder refletor aleatório, que neste trabalho é designado de poder refletor médio (%Rm). Este além de ser o mais indicado para partículas de vitrinite não orientadas (devido à técnica de montagem utilizada) é o valor que se adquire mais rapidamente e o mais utilizado na correlação com outros parâmetros de maturação.

A medição do poder reflector foi realizada em amostras de resíduo orgânico com superfícies polidas, considerando condições ideais de luz e temperatura no local onde é feita a medição, sendo indicado o mínimo de claridade possível e temperatura próxima dos 20°C, devendo estas condições ser iguais para a medição de todas as amostras. Estas amostras foram estudadas na Universidade do Algarve (UALG), com recurso ao microscópio ótico Olympus BX 51 de luz refletida. Este encontra-se equipado com filtro U-25FR, câmara digital a cores de alta resolução - Olympus/SIS CView, oculares de aumento de 10x e objectivas com aumento de 50x, cujas lentes devem ser imersas em óleo, de índice de refração de 1.518 % (a 20°C).



Para garantir a correcta medição dos valores, são utilizados sete padrões standardizados de refletância conhecida (0.428 %; 0.595 %; 0.897 %; 1.314 %; 1.715 %; 3.15 % e 5.37 %), para uma luz de incidência de comprimento de onda de 546 nm. Para cada um destes padrões é seleccionada uma imagem aleatória das amostras que se estão a estudar, para se calibrar uma gama de 256 tons de cinza, atribuindo um valor de poder refletor a cada um e assim ajustar estes valores numa recta (Figura 6.1). Este procedimento é definido para o microscópio antes de cada medição.

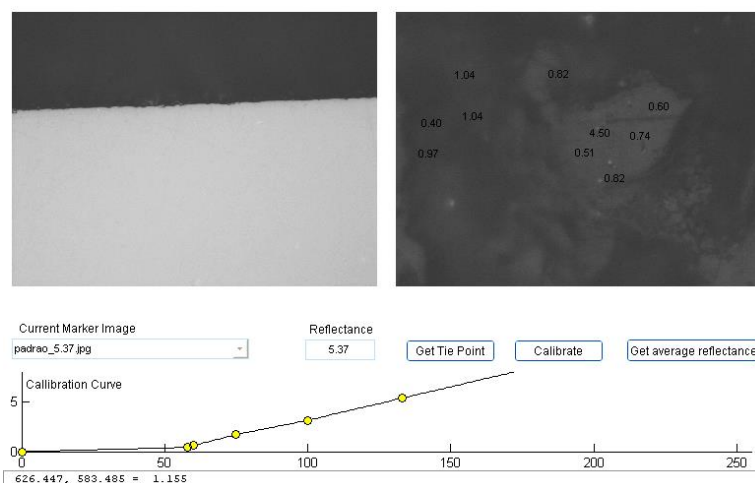


Figura 6.1: Exemplo de calibração para o padrão 5.37 %.

As lâminas de cada amostra estudada são percorridas horizontalmente, garantindo uma cobertura uniforme das partículas a serem medidas. Nestas foram medidos 100 valores de reflectância, uma vez que é reconhecida validade estatística a este valor (Mackowsky (1982) *in* Fernandes, 2000), que foram projetados em histogramas. Foi ainda calculada a média aritmética dos valores medidos, a qual se considera o valor real da refletância, tal como calculado o desvio padrão, utilizando o *software* Data-Graph®.

As medições são efectuadas em imagens digitais a preto e branco recorrendo à ferramenta gráfica VITRINITE, a qual está integrada no pacote de aplicações do programa Mirone. A sua precisão é influenciada por diversos fatores, como a exatidão da refletância do microscópio, o número de pontos medidos e a área onde a medição é feita, isto é, o valor deve ser obtido em partículas de vitrinite pouco degradadas e no centro das mesmas. O local onde a medição é realizada carece de todo este cuidado, uma vez que o ponto medido é a média dos quatro pixels que o contornam, sendo de evitar zonas com demasiados riscos, poros e inclusões de pirite.

Na observação ao microscópio, é fácil identificar todas as partículas, pois encontra-se sobre um fundo escuro, constituído pela resina epóxica de montagem e fixação da MO. A distinção da vitrinite relativamente aos outros grupos de macerais, em microscopia de luz refletida, é feita pela sua cor, forma, e pela presença de inclusões de pirite. Estas partículas exibem uma cor clara característica, que está entre a tonalidade dos outros dois macerais. Apresentam um aspecto idêntico entre si, de formas alongadas e contornos angulosos (Figuras 6.2 e 6.3).

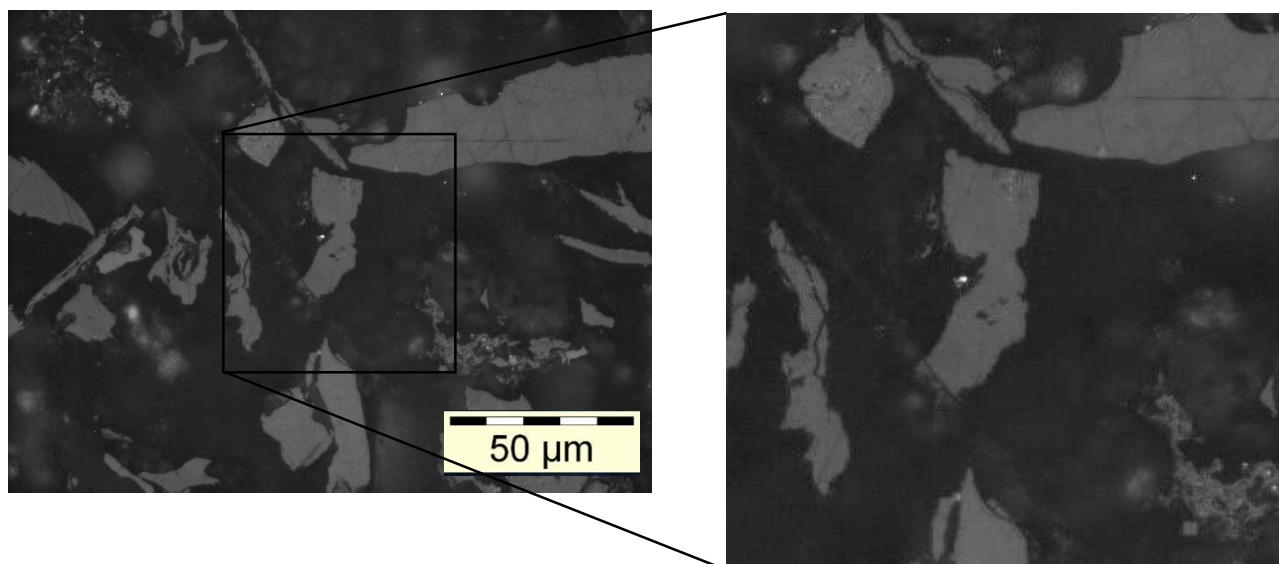


Figura 6.2: Exemplo de partícula de vitrinite escolhida para a medição da refletância na amostra M36 (sondagem ETA 15).

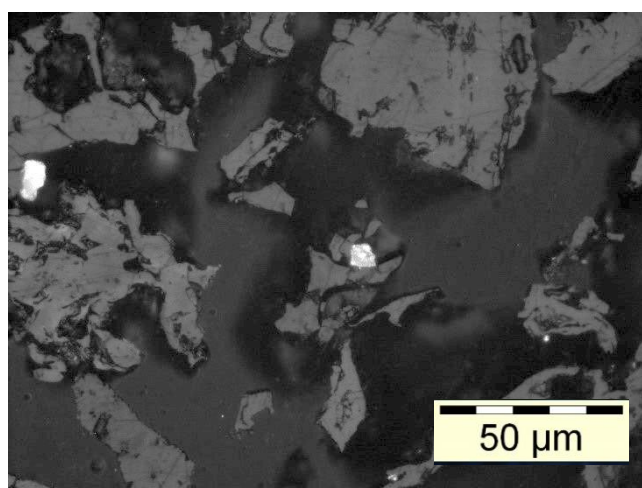


Figura 6.3: Exemplo de partículas de vitrinite com inclusões de pirite bem visíveis, observadas na amostra M52 (sondagem ETA 71).

Para graus de maturação elevados existe alguma dificuldade na distinção entre os vários macerais, uma vez que as propriedades óticas tornam-se cada vez mais semelhantes. No patamar de refletância em que o material estudado se encontra, a distinção entre os diferentes macerais é simples. Contudo, muitas vezes, a cor e a forma do grupo da exinite aproxima-se bastante do grupo da vitrinite. Para a sua diferenciação tem-se muitas vezes em conta, a birefletância da vitrinite, pois a exinite não tem esta característica. Como o microscópio usado não permite utilizar esta forma de distinção, outra maneira é ter em conta que os valores de refletância da vitrinite são sempre superiores aos da exinite, apenas superáveis pelos valores de refletância da inertinite. Nas primeiras medições é possível perceber a gama de distribuição dos valores do poder refletor das partículas de vitrinite, considerando-se nas

medições seguintes, valores próximos desse conjunto de valores, de modo a garantir o mínimo desvio padrão possível.

## 6.2 Análise da fluorescência dos palinomorfos

Tal como referido, a fluorescência é uma das características morfológicas distintivas que permite diferenciar os macerais microscopicamente, sendo este um método expedito e qualitativo, dependente da sensibilidade do observador.

Esta técnica é utilizada para **(a)** determinar o grau de maturação da MO, pela avaliação da intensidade e da cor da fluorescência da mesma; **(b)** diferenciar rochas geradoras de não-geradoras (Fernandes, 2000); **(c)** ajudar na identificação de partículas do grupo da exinite, como algas ou MOA e **(d)** para auxiliar no reconhecimento de partículas de pequena dimensão (1  $\mu\text{m}$ ), como partículas aglomeradas de MOA (Batten, 1996).

A cor e intensidade que a MO apresenta, deve-se a reações fotoquímicas desencadeadas pela incidência de luz de baixo comprimento de onda de energia, nomeadamente a luz azul, violeta e a radiação ultravioleta (UV). Esta luz incide nas partículas e excita os electrões que as constituem, fazendo com que estes saltem para uma orbital de maior energia. Quando esses electrões retornam à sua posição inicial, ocorre libertação de energia, que se traduz na forma de luz visível (de comprimento de onda entre os 380 e os 750 nm), cuja cor e intensidade está fortemente ligada ao tipo de matéria orgânica em estudo, em particular a sua composição química ou espessura do material, tal como ao grau de maturação a que foi exposta.

As reacções anteriormente referidas são principalmente produzidas pelo grupo da exinite, que exhibe uma fluorescência intensa, principalmente para níveis baixos de maturação. Esta característica deve-se ao facto de apenas este grupo ter presente na sua composição grupos cromóforos, isto é, componentes orgânicos responsáveis pela absorção da radiação electromagnética visível, que permitem às partículas serem detectadas pela fluorescência. Outra das características das partículas deste grupo é serem compostos por constituintes ricos em lípidos, que por sua vez são formados por hidrogénio. O grupo da vitrinite exhibe uma fluorescência muito fraca, de tal modo, que geralmente não é detetada a olho nú, excepto em sedimentos recentes ou sub-recentes (Tyson, 1995 *in* Mendonça Filho *et al.*, 2012). O grupo da inertinite não apresenta qualquer fluorescência.

O **grupo da exinite** engloba diversos sub-macerais, tais como cutinite, alginite e esporinite entre outros (Tabela 6.1). O **sub-grupo da cutinite** não exhibe uma cor específica para um determinado grau de maturação, podendo exhibir as mais diversas cores e intensidades de fluorescência. O material que deriva das algas representado pelo **sub-grupo alginite** exhibe uma fluorescência mais intensa, com cores mais claras que os esporos presentes no mesmo grau de maturação. O **sub-grupo da esporinite** (que representa os palinomorfos - esporos e pólenes), revela ser o mais indicado para os estudos de

fluorescência, uma vez que as alterações de tonalidade e intensidade de cor que apresentam são coerentes com os diferentes graus de maturação (Fernandes, 2000).

A cor e a intensidade dependem da composição e do grau de maturação da MO. Nos palinomorfos, a cor e intensidade que é transmitida pela sua exina é fortemente influenciada pela maturação a que foram expostos. Por este motivo, o aumento gradual do comprimento de onda da radiação, que é libertada pelo material, está diretamente relacionada com o aumento da maturação a que este foi exposto, havendo por isso, uma alteração do padrão de cores, consequência da maturidade das rochas.

Deste modo, podem ser definidas diferentes tonalidades e intensidades para os diversos estados de maturação. Para rochas imaturas a fluorescência é intensa, estando presentes uma gama de cores que varia entre o verde azulado e o verde-lima. Esta intensidade decresce durante a diagénese e a catagénese, sendo a tonalidade amarela a predominante nesta última fase, para valores dentro da *janela do petróleo* (Suárez-Ruiz *et al.*, 2012). A cor amarela vai escurecendo gradualmente à medida que o grau de maturação vai aumentando, até atingir o vermelho e desaparecer completamente antes do fim da catagénese, quando o material apresenta valores de refletância da vitrinite entre 1.2 e 1.6 %.

Existe uma relação evidente entre o aumento do comprimento de onda emitido, que se traduz em cores progressivamente mais escuras e o aumento dos valores de refletância da vitrinite (Tissot & Welte, 1984) (Figura 6.4).

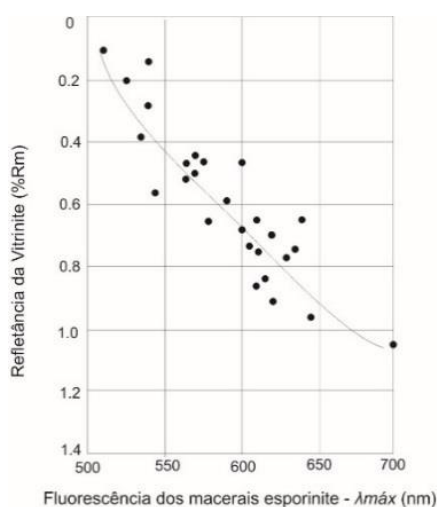


Figura 6.4: Relação entre a refletância da vitrinite e a fluorescência dos macerais esporinite (adaptado de Teichmüller & Durand, 1983 in Tissot & Welte, 1984).

Esta técnica qualitativa, é vantajosa não só pela facilidade de aquisição dos dados e baixo custo, mas igualmente pela possibilidade de correlação com outros dados, como o poder refletor dos macerais e a cor dos palinomorfos que, numa perspectiva de complementaridade, tem revelado ser bastante benéfica. Outro dos benefícios deste método é auxiliar na observação de palinomorfos que estejam cobertos por MOA (pois a intensidade de fluorescência dos palinomorfos é maior e as cores que exibem são mais claras) e na distinção de esporos e pólenes difíceis de diferenciar sem o filtro da fluorescência.

As amostras foram analisadas recorrendo ao mesmo microscópio utilizado da medição do poder refletor, o qual se encontra equipado com uma unidade de fluorescência X-Cite Series 120Q e com filtro violeta e azul, que produz um comprimento de onda de 390–490 nm. Antes de cada medição, o sistema estabiliza durante 15 minutos.

Nas amostras observadas, a cor dos esporos e dos pólenes escolhidos foi registada depois destes serem submetidos a aproximadamente 5 minuto de excitação.

### **6.3 Análise da cor dos palinomorfos**

A avaliação da maturidade térmica da matéria orgânica, contida em rochas sedimentares, através da observação da sua cor, é uma técnica qualitativa que tem vindo a ser utilizada, especialmente em pesquisas de rocha-mãe de hidrocarbonetos. Esta técnica considera a alteração de cor e transparência dos microfósseis orgânicos, quando sujeitos a variações de temperatura, resultantes dos processos de maturação, variando de cores claras para escuras, com o aumento progressivo da maturação orgânica (Traverse, 1988). Como as alterações são graduais e irreversíveis, esta avaliação indica, de forma expedita, o grau de maturação dos resíduos orgânicos palinológicos (Correia, 1967, 1971; Staplin 1969, 1977, 1982 *in* Fernandes, *et al.*, 2015).

Para esta técnica são utilizadas preparações de resíduo orgânico sem polimento, nem oxidação, pois a oxidação iria “mascarar” a maturação. O material é observado com recurso a microscopia de luz transmitida.

Neste tipo de avaliação são observados materiais vegetais, tais como esporos, pólenes, fitoclastos e MOA, embora as interpretações relativas à cor sejam mais exatas quando são limitadas aos esporos e pólenes (Fernandes, 2000). Considerando este aspeto, avaliam-se outras partículas quando os palinomorfos são escassos numa amostra, pois as suas cores sofrem igualmente alterações em resposta à oxidação e alteração térmica. A gama de tonalidades usada para avaliação é semelhante à dos palinomorfos, com exceção de que existem grandes diferenças na espessura, especialmente da MOA (Batten, 1996).

Relativamente aos palinomorfos, a sua cor é originalmente amarela, passando progressivamente a laranja e castanho alaranjado durante a fase de diagénese, castanho durante a catagénese e preto na metagénese. As alterações das características estruturais ocorrem principalmente durante a catagénese e metagénese (Tissot & Welte, 1984).

A cor observada nas amostras estudadas, resulta da radiação que é refletida pelas partículas orgânicas. Tendo isto em conta, os estudos de (Gutjahr (1966) *in* Tissot & Welte, 1984) revelaram que para níveis baixos de maturação, os esporos e pólenes mostram diferentes valores de absorção seletiva das radiações visíveis, que sobre eles incidem. Isto pode dever-se às diferentes espessuras das suas paredes e a possíveis diferenças na composição química. Para graus de maturação elevados começa a existir uniformização das cores entre as várias partículas, não havendo muita variedade na seletividade da absorção da radiação. (Tissot & Welte, 1984)

Os autores (Correia (1967) e Staplin (1969) in Pereira, 1997) propuseram duas escalas tendo em conta a cor e a alteração da estrutura. Correia definiu o Estado de Conservação (E.C.) ou estado de preservação para palinóforos com uma escala de 1 a 6 (Pereira, 1997). Staplin propôs o Índice de Alteração Térmica (*Thermal Alteration Index* – TAI), cuja escala varia de 1 a 5, tendo esta sido das primeiras técnicas de petrografia orgânica a ser utilizada para caracterizar as cores, e alteração da forma e ornamentação da MO, correlacionando esses fatores com o grau de alteração térmica (Tissot & Welte, 1984).

A escala TAI, que é a mais comum, está dividida num *degradé* de cores que começa no amarelo esverdeado, para **rochas imaturas**, passa para o laranja e várias tonalidades de castanho sucessivamente mais escuro, para **rochas maduras** e termina nos tons mais escuros de castanho seguido do preto (opaco) para **rochas sobremaduras**, sendo impossível identificar os esporos e pólenes deste último estágio.

Estas cores podem ser correlacionadas com o grau de maturação e portanto com o potencial de geração de hidrocarbonetos ou com os diferentes graus do carvão. Se no resíduo orgânico existirem esporos e pólenes com cor amarela, podemos estar na presença de rochas geradoras de petróleo em fase imatura ou de carvões pouco evoluídos. Se as cores presentes forem o laranja e castanho podemos estar entre a *janela do petróleo* e o início da formação de gás húmido ou na presença de carvões betuminosos. Se pelo contrário, a cor predominante for o castanho escuro e o preto, podemos ter material propício à geração de gás seco ou carvões como a semi-antracite e a antracite.

Como as transições entre cores causavam alguns problemas, surgiram outras classes intermédias, (como “2+” e “2-”), tal como a “Phillips Petroleum Colour Standard” versão nº 2 (1984), que foi adaptada do TAI de Staplin. Esta foi a escala usada neste estudo, a qual funciona por comparação qualitativa das cores, sendo atribuída a cada categoria um valor numérico que funciona como simples indicador, sem qualquer significado quantitativo.

Apesar da generalizada utilização, existem algumas desvantagens no uso das análises de TAI:

- (a) a avaliação visual das cores é pouco consistente e difícil de obter, pois as cores variam bastante dentro da mesma associação, uma vez que dependem da espessura e composição das paredes dos espécimes e do seu grau de oxidação e degradação, podendo igualmente existir espécimes remobilizados (Batten, 1996);
- (b) a análise visual é assente em estimativas de cor, a qual apenas separa grandes diferenças de cor, não permitindo estimar pequenas variações entre amostras (Pereira, 1997);
- (c) outro aspecto tem a ver com a subjetividade desta a avaliação visual, o que pode trazer algumas desvantagens pelo facto da perceção da cor ser diferente para cada operador;
- (d) quando o material encontra-se em estágios de maturação muito avançados, existe dificuldade na avaliação das suas cores, que variam entre as tonalidades do castanho escuro e preto;

(e) apesar dos palinomorfos serem os componentes orgânicos mais indicados para este tipo de avaliação, a maioria das rochas são pobres em palinomorfos;

(f) não há consistência relativamente aos “standards” publicados pois, cada laboratório estabelece a sua própria escala, com base em diferentes tipos de MO.

Para além da escala definida por Staplin, existem outras variantes da mesma temática, como a de Correia, já referida, a escala de Schwab, que varia de 1 a 8, a SCI (Spore Colouration Index) de Collins (1990) *in* Pereira 1997, cuja escala varia de 1 a 10 ou a escala “Phillips Petroleum Colour Standard”, utilizada pelos laboratórios “GeoChem” que acrescentou à escala de Staplin a diferenciação de 2+ e 2- (Pereira, 1997).

Neste estudo, a cor dos palinomorfos será avaliada com base nesta técnica, que é simples, barata e célere, fornecendo dados complementares para avaliação dos níveis de maturação da matéria orgânica.

## 6.4 Descrição e análise dos resultados de cada indicador

O estudo da maturação orgânica fornece dados relativos ao grau de maturação regional e evolução térmica da bacia em estudo. Para esta análise, foram considerados, como já referido, diferentes métodos de estudo da MO, tendo sido observados vários aspetos, utilizando microscopia em luz branca refletida, luz UV incidente e luz branca transmitida. As técnicas utilizadas foram o poder refletor da vitrinite (%Rm), a fluorescência UV da esporinite e a cor dos palinomorfos (esporos) (TAI).

Sabendo que os macerais são constituintes orgânicos particulados das rochas sedimentares orgânicas, que equivalem aos minerais das rochas, a sua distinção microscópica tem por base aspetos morfológicos como a sua refletância, a forma, a fluorescência, a cor e outras características.

Para a análise do **poder refletor da vitrinite**, foram apenas selecionadas duas amostras de cada sondagem, pois dado o curto comprimento destas (cerca de 30 metros de profundidade), é expectável que a variação de valores seja reduzida. Na sondagem ETA 71 foram escolhidas a amostra M52 e M47, com 8.94 m de distância entre si e na ETA 15 foram selecionadas as amostras M38 e M36 que distam 7.31 m.

Macroscopicamente a amostra M52 corresponde a argilitos intercalados com diamictitos e siltitos e as amostras M47, M38 e M36 correspondem a argilitos carbonosos e siltitos. Microscopicamente as quatro amostras são bastante semelhantes. Verifica-se a presença de matéria orgânica abundante e no geral bem preservada, embora existam partículas com a superfície alterada, sobretudo com riscos (resultantes do polimento) e pontuações brilhantes, identificadas como inclusões de pirite. As partículas orgânicas são maioritariamente constituídas por macerais do grupo da vitrinite com partículas essencialmente de dimensão média, observando-se ocasionalmente algumas de grande e pequena dimensão, sem estrutura vegetal visível. Nas amostras estudadas são igualmente encontradas partículas do grupo da exinite e inertinite, embora em menor quantidade.

Dada a abundância de vitrinite nas amostras, é possível inferir que a MO é sobretudo composta por material ligno-celulósico proveniente de plantas terrestres superiores, podendo tratar-se de um **querogênio do tipo III** (Tissot & Welte, 1984), que é o menos produtivo em termos de hidrocarbonetos líquidos, tendo potencial para geração de gás.

Os valores do poder refletor estão apresentados nos histogramas que se seguem (Gráficos 6.1, 6.2, 6.3 e 6.4), nos quais estão representadas as frequências dos 100 pontos medidos em cada amostra e indicados o valor médio da refletância das partículas de vitrinite (%Rm), tal como o desvio padrão ( $\sigma$ ) calculado para o valor médio da refletância de partículas de vitrinite. A distribuição normal de cada um dos gráficos e os baixos valores de desvio padrão (0.14, 0.12 e 0.11) sugerem que a refletância em cada amostra foi medida corretamente.

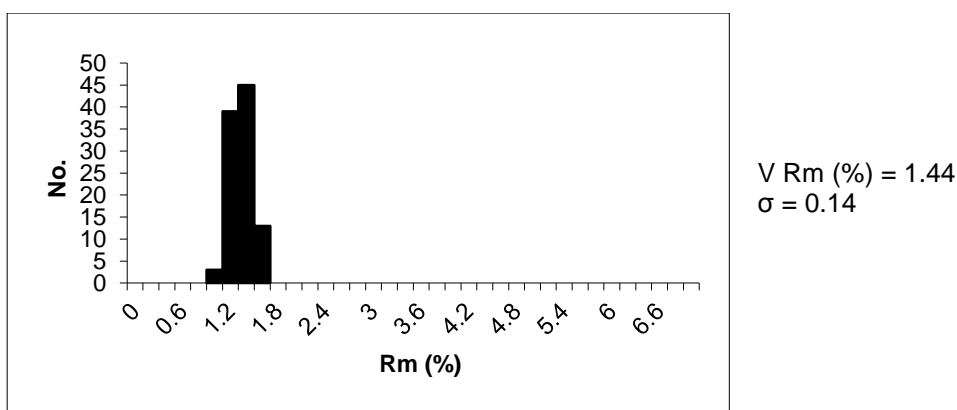


Gráfico 6.1: Histograma representativo da refletância da vitrinite na amostra M52.

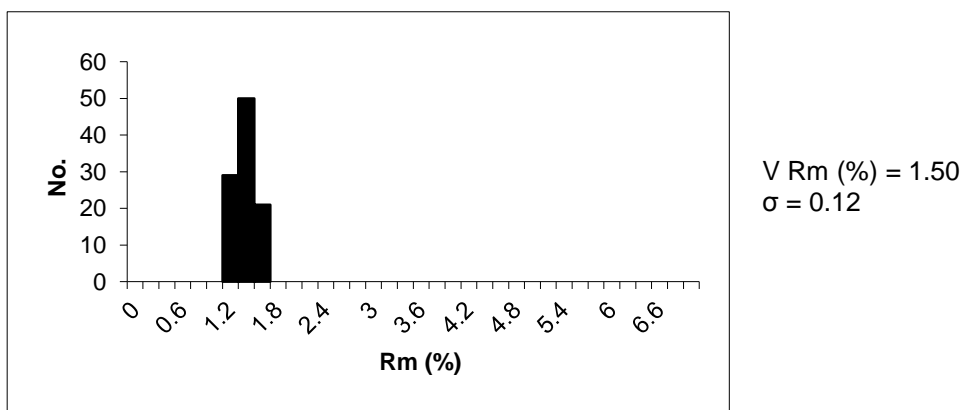


Gráfico 6.2: Histograma representativo da refletância da vitrinite da amostra M47.



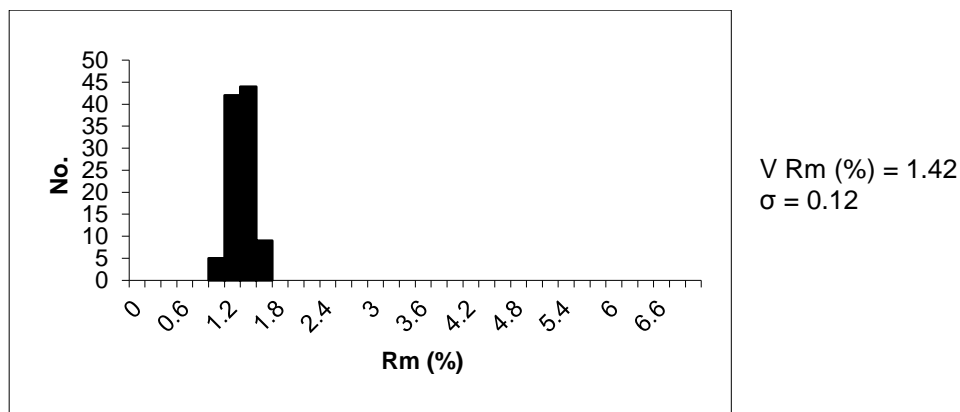


Gráfico 6.3: Histograma representativo da refletância da vitrinite da amostra M38.

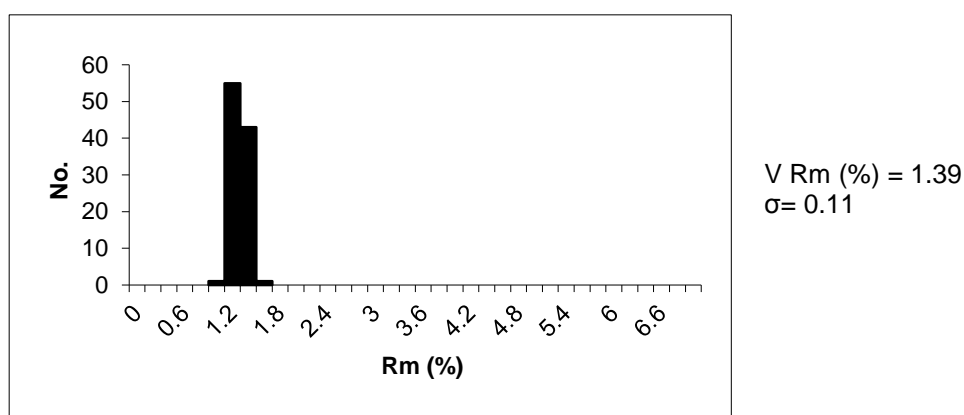


Gráfico 6.4: Histograma representativo da refletância da vitrinite da amostra M36.

Utilizando os valores do poder refletor da vitrinite, é possível calcular as **paleotemperaturas máximas** do material amostrado e correlacionar essa informação com os dados obtidos em estudos anteriores da Bacia de Moatize-Minjoia. Para este cálculo foi utilizada a equação empírica descrita por Barker em 1988 (Fernandes, 2000), a qual correlaciona os valores de refletância da vitrinite (%Rm) com o valor de temperatura máxima ( $T$  (°C)) atingida pelo material durante a sua inumação:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 104 \ln(\%Rm) + 148$$

Na sondagem ETA 15 o %Rm aumenta linearmente com a profundidade, tendo valores entre 1.39 e 1.42 % aos 9.6 m e 16.47 m de profundidade respetivamente. Na sondagem ETA 71 o intervalo de valores do poder refletor está entre 1.50 % e 1.44 %, aos 24.29 e 33.23 m respetivamente.

Com base nestes valores, foram calculadas as paleotemperaturas máximas para cada sondagem, que variam entre 190.2 e 185.9 °C na sondagem ETA 71 e na ETA 15 oscilam entre 182.2 e 184.5 °C (Tabela 6.3).

Tabela 6.3: Dados de profundidade; litologia; poder refletor da vitrinite; desvio padrão e paleotemperaturas (calculadas segundo a equação de Barker (1988) *in* Fernandes, 2000) das amostras estudadas para a maturação orgânica.

Sondagem	Amostra (Ref.)	Prof. (m)	Litologia	%Rm	$\sigma$	Nº partículas	Paleo-temperatura (°C)
ETA15	M36	9,16	argilitos carbonosos e siltitos	1,39	0,11	100	182,2
	M38	16,47	argilitos carbonosos e siltitos	1,42	0,12	100	184,5
ETA71	M47	24,29	argilitos carbonosos e siltitos	1,50	0,12	100	190,2
	M52	33,23	argilitos intercalados com di-amictitos e siltitos	1,44	0,14	100	185,9

Verifica-se que, face à dimensão das sondagens, os valores medidos do poder refletor são consistentes entre si. As diferenças de temperatura entre as várias amostras estudadas podem estar relacionadas com aquecimentos, devido a intrusões ígneas, que são característicos desta sucessão e são visíveis em sondagens próximas das ETA 15 e ETA 71, abordadas em outros trabalhos.

Dada a equivalência litostratigráfica e biostratigráfica observada em sondagens realizadas na mesma bacia (DW 123 e DW 132 apresentadas por Fernandes *et al.* (2015); Pereira *et al.*, (2015)), os dados relativos à história térmica dessas sondagens (localizadas a cerca de 30 km da cidade de Moatize, junto ao rio Muarádzi e a cerca de 11.8 e 12.7 km das ETA 15 e ETA 71 respetivamente), podem ser comparados com os do presente trabalho. A partir dos valores do poder refletor da vitrinite, obtidos nas sondagens DW 123 e DW 132, foi possível calcular as temperaturas máximas atingidas por aqueles depósitos e consequentemente inferir o gradiente paleogeotérmico da Bacia de Moatize-Minjova. Entre estas duas sondagens optou-se por comparar os dados do presente trabalho, com os da sondagem DW 132, pois na sondagem DW 123 o valor do poder refletor da vitrinite poderá ter sido influenciado pela proximidade de um dique dolerítico (com comprimento superior ao das sondagens) e de uma soleira na base da sondagem e intersetada por esta.

Na sondagem DW 132 as temperaturas máximas atingidas permitiram calcular o gradiente paleogeotérmico regional de 40 °C/km, o qual poderá estar relacionado com os processos de formação da bacia. Este permite inferir que a cobertura sedimentar erodida (a partir do Pérmico Superior) foi de cerca de 4 km. Nesta sondagem os valores do poder refletor da vitrinite entre 1.39 e 1.44 % (que correspondem a 182.2 e 185.9 °C respetivamente) encontram-se atualmente entre os 147.6 e os 280,97 m de profundidade respetivamente. Comparativamente às sondagens deste estudo, estas temperaturas encontram-se a profundidades superiores (cerca de 100 a 250 m mais profundas), sendo possível que os sedimentos das sondagens ETA 15 e ETA 71 já tenham estado a uma profundidade semelhante. Admitindo esta hipótese, é possível inferir que sobre estes sedimentos existiu uma cobertura sedimentar da ordem dos 4.7 a 4.8 km aproximadamente, responsável pelos valores térmicos medidos.

Relativamente ao grau de incarbonização de ambas as sondagens, este corresponde ao grau de incarbonização de **carvões betuminosos com baixos a médios voláteis**.

A utilização da microscopia de luz transmitida permitiu avaliar a **fluorescência** dos palinomorfos, tal como a sua cor. A fluorescência foi analisada em 10 das 17 amostras de ambas as sondagens. Nestas observou-se, a cor da esporinite, que no geral é pouco intensa, variando entre o laranja escuro e o vermelho (Figura 6.5), o que corrobora a hipótese do material estudado corresponder ao grau de incarbonização de carvões betuminosos com baixos a médios voláteis. Verificou-se ainda, a reduzida quantidade de palinomorfos para avaliação da fluorescência (cerca de 6 %).

Durante as medições observou-se que muitos dos pólenes exibem uma intensidade de cor superior aos esporos (pois a sua exina é geralmente mais fina que a destes). Esta característica foi tida em conta, para evitar a subestimação da maturação (Figura 6.6). Outra das particularidades registadas foi a ausência de fluorescência das membranas. Este dado pode indicar que o seu precursor tinha uma composição pouco rica em hidrogénio.

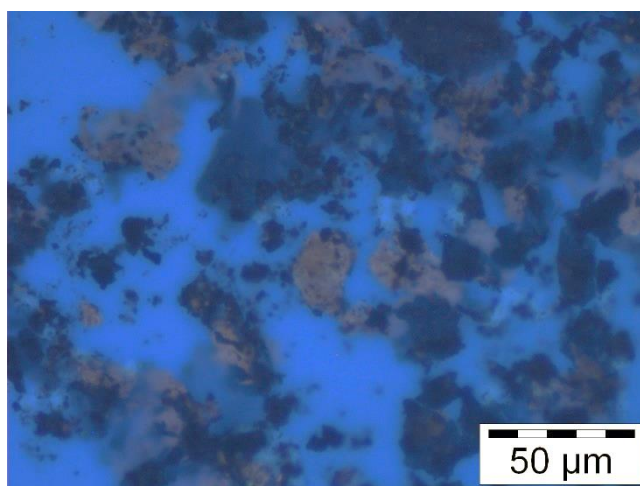


Figura 6.5: Exemplo de fluorescência da amostra M44 (sondagem ETA 71).

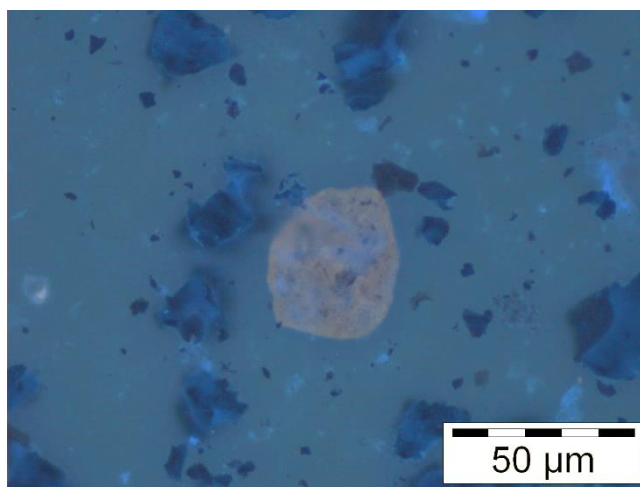


Figura 6.6: Exemplo de fluorescência de pólen monossacado, observado na amostra M52 (sondagem ETA 71).

Os dados obtidos da técnica TAI são congruentes com os resultados aqui apresentados, pois em todas as amostras de ambas as sondagens, as **cores** observadas nos palinomorfos aproximam-se da tonalidade castanha escura, a que corresponde o valor 3+, o que está de acordo com os valores de poder refletor da vitrinite (%Rm) e a fluorescência da esporinite (Tabela 6.2).

Os valores de refletância da vitrinite no intervalo entre 1,39 e 1,50 %Rm indicam que a MO presente nas amostras pode estar na fase de **catagénese**, encontrando-se termicamente acima da maturidade que permite gerar hidrocarbonetos líquidos, uma vez que os valores estão próximo do fim da *janela do petróleo* (Tissot & Welte, 1984). Porém, tendo em conta os dados anteriormente referidos e o facto de se tratar de querogénio do tipo III, pode existir **potencial de geração de gás húmido e condensado**.

## 7. Avaliação preliminar da Bacia de Moatize-Minjova

A avaliação de uma bacia relativamente à presença de um determinado recurso energético tem por base uma série de premissas fundamentais à decisão, de um recurso se tornar uma reserva de exploração economicamente viável.

Entre as várias etapas do processo de avaliação, destacam-se as abordadas nesta dissertação: caracterização geológica preliminar e definição preliminar da extensão da área das principais formações com potencial de geração de recursos energéticos.

A caracterização geológica da bacia estudada foi realizada com base na informação das sondagens geológicas, nomeadamente das litologias atravessadas e uma síntese do conhecimento existente com base na bibliografia recolhida.

No que diz respeito à definição da extensão lateral e profundidade das principais formações com potencial de geração de recursos energéticos, sobretudo carvão, destaca-se a **Formação Moatize**. Nesta formação encontram-se as principais camadas de carvão (cuja espessura no distrito de Moatize atinge 300–400 m): Complexo Sousa Pinto, Chipanga, Bananeiras, Intermédio, Grande Falésia e André (cujas espessuras variam entre os 1–30 m). A extensão desta formação na zona de estudo pode ser definida, com base na informação bibliográfica da região e na correlação entre sondagens (Figuras 7.1 e 7.2).

Para a correlação estratigráfica entre as sondagens deste estudo foi considerada (Figuras 7.1):

- idade dos sedimentos atravessados por estas (Pérmico Superior);
- valores de maturação orgânica dos sedimentos analisados;
- semelhança litológica entre as camadas da base (conglomerados matriz suportados);
- início da deposição da sequência de argilitos intercalados com leitos de carvão e camadas de arenitos.

Os sedimentos de ambas as sondagens poderão pertencer ao topo da Formação Moatize ou à base da Formação Matinde, não existindo indícios conclusivos. Os dados disponíveis dão conta das camadas estudadas não pertencerem à Formação Vúzi (base da sucessão estratigráfica do Karoo Inferior), nem mesmo os conglomerados da base das sondagens. A incerteza quanto à origem dos sedimentos deve-se ao facto da idade atribuída à base da Formação Moatize ser Pérmico Inferior-Médio (Pereira *et al.*, 2014a; 2014b Lopes *et al.*, 2014a; 2014b), o que levaria a pressupor, que os sedimentos das sondagens ETA 15 e ETA 71 (idade Pérmico Superior) pertenceriam ao início da Formação Matinde, que segundo a sucessão estratigráfica definida para o Karoo Inferior de Moçambique, assenta sobre a Formação Moatize. Contudo, as pequenas camadas de carvão que se encontram intercaladas nos argilitos de ambas as sondagens deixam em dúvida de poderem pertencer ao topo da Formação Moatize.

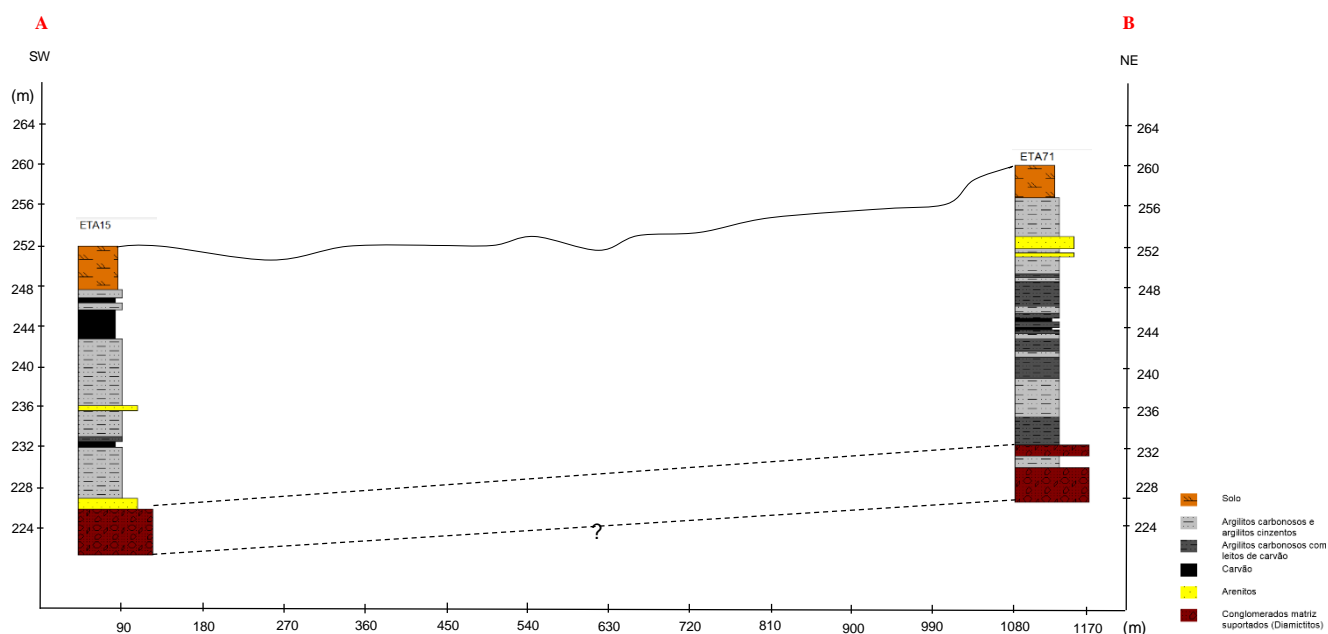
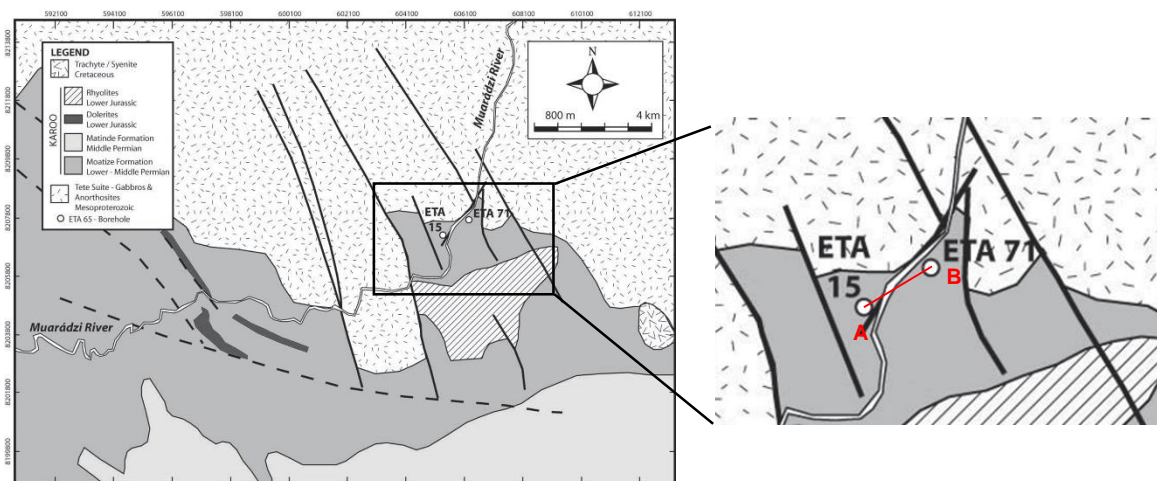


Figura 7.1: Correlação lateral entre as sondagens ETA 15 e ETA 71, com direção SW-NE, posicionados de acordo com as cotas topográficas de cada uma (sobreelevação 11.25x).

Os valores de maturação orgânica medidos nos sedimentos de ambas as sondagens indicam um grau de maturação orgânica compatível com o final da *janela do petróleo* (aproximadamente 1.35–1.4 %Rr) e um *rank* de carvões betuminosos de médios a baixos voláteis.

As semelhanças entre as sondagens ETA 15 e ETA 71 e as sondagens DW 123 e DW 132, relativamente à litologia, idade dos sedimentos e aos valores de maturidade térmica da MO, permitem uma proposta de correlação simplificada entre ambas (Figura 7.2).

Relativamente às sondagens DW 123 e DW 132, as sequências intersectadas pelas sondagens ETA 15 e ETA 71 deverão posicionar-se entre o topo e a base destas, uma vez que têm espécimes diagnósticos das associações A<sub>1</sub> (*Guttulapollenites hannonicus*; *Osmundacidites senectus*; *Protohaploxyp-*

*nus* spp.; *Striatopodocarpites* spp. e *Weylandites* spp.) e A<sub>2</sub> (*Kraeuselisporites* spp.; *Lueckisporites virkiae*; *Polypodiisporites mutabilis* e *Reticuloidosporites warchianus*) das sondagens DW 123 e DW 132 (Pereira *et al.*, 2015). Nesta correlação não é considerada a distância lateral entre sondagens, nem a geologia estrutural ao longo dos cerca de 12 km que separam as sondagens deste estudo, das sondagens DW 123 e DW 132. A diferença de profundidades é considerada na correlação (DW 123 (489 m), DW 132 (516 m), ETA 15 (30.35 m) e ETA 71 (33.36 m)), obrigando à alteração de escala vertical, quando os perfis das sondagens são colocados lado a lado.

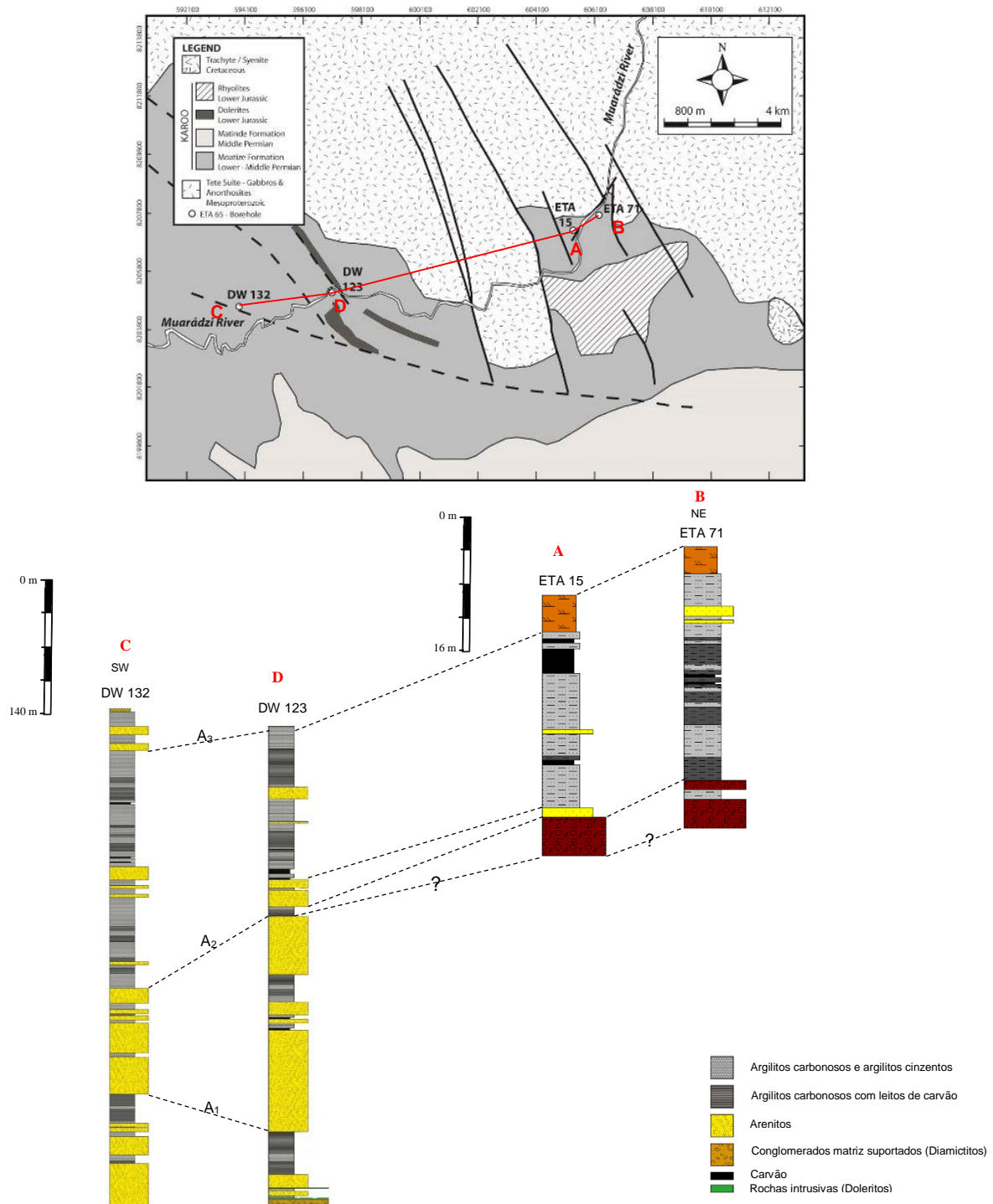


Figura 7.2: Correlação lateral entre as sondagens DW 132, DW123 (Fernandes *et al.*, 2014) e as sondagens ETA 15, ETA 71. A<sub>1</sub> (Associação 1); A<sub>2</sub> (Associação 2), A<sub>3</sub> (Associação 3) (Pereira *et al.*, 2015).

Considerando a idade atribuída às sondagens DW 123 e DW 132, a qual é semelhante à das sondagens ETA 15 e ETA 71, é expectável que exista uma determinada espessura de sedimentos abaixo destas sondagens, entre os quais poderão estar as camadas de carvão e argilitos da **Formação Moatize**. Considerando que as sondagens deste estudo se encontram na margem da bacia, é possível que nesta área a espessura da sucessão do Karoo Inferior seja menor que as espessuras encontradas na zona onde foram realizadas as sondagens DW 123 e DW 132, pois estão mais próximas do depocentro da bacia, que se encontra a sul destas, próximo do rio Zambeze.

Junto à área de estudo, a cerca 800-900 m de distância, a Formação Moatize encontra-se próximo da superfície, tal como foi registado em duas sondagens realizadas durante a mesma campanha de prospeção, ETA 65 (12,42 m) (Fernandes *et al.*, 2013; Lopes *et al.*, 2014a; 2014b) e ETA 72 (60,38 m) (Fernandes *et al.*, 2013; Pereira *et al.*, 2014a; 2014b). O facto de sedimentos mais antigos estarem a profundidades semelhantes às dos sedimentos mais recentes, poderá ser consequência da família de falhas da região. Este dado aumenta a possibilidade da Formação Moatize ser encontrada em profundidade, na zona onde as sondagens ETA 15 e ETA 71 foram realizadas.

Como já referido, o distrito de Moatize é caracterizado por importantes jazidas carboníferas, havendo próximo da área de estudo várias concessões mineiras: a Norte, Este e Sul a concessão da *Riversdale* e a Oeste a concessão da *Vale* (onde é explorado o **Complexo Chipanga**), sendo mais um indicador da existência de carvão em profundidade na área estudada neste trabalho.

O Complexo Chipanga (Figura 7.3) apresenta uma espessura média de 30 m de camadas de carvão alternadas entre argilitos carbonatados, depositados em ambiente fluvio-lacustre (Cairncross, 2001), sendo das jazidas com maior interesse económico de Moçambique.

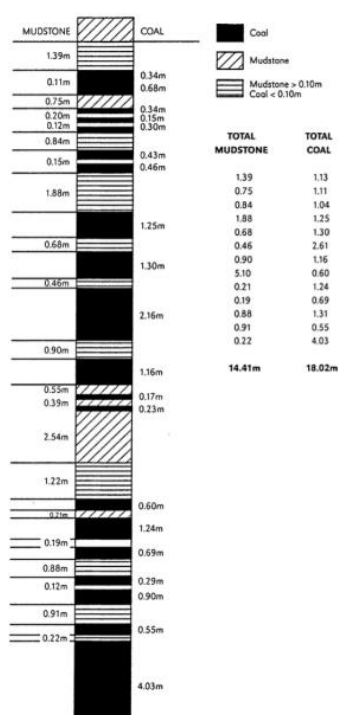


Figura 7.3: Secção típica do Complexo Chipanga em Moatize (Neto, 1976 in Cairncross, 2001).



Considerando a litologia, a idade e história térmica da sucessão estratigráfica presente na Bacia de Moatize-Minjova, existe a possibilidade de exploração de outros recursos energéticos presentes nos argilitos da Formação Matinde e da Formação Moatize. Considerando os níveis de maturação elevados registados nos sedimentos das sondagens ETA 15 e ETA 71, é expectável que em profundidade, sobretudo no depocentro da bacia, os níveis de maturação da matéria orgânica (contida nos sedimentos) sejam maiores, estando dentro da *janela* da geração de gás húmido e/ou seco. Atendendo a este aspeto, existe a possibilidade de exploração de gás natural não convencional, categoria que abrange as seguintes subcategorias: gás natural profundo (*Deep Gas*); gás natural ártico (*Arctic Gas*); hidratos de gás metano (*Sub-Sea Hydrates ou Gas Hydrates*); *Tight Gas*; *Geopressurized Zones*; Gás de xisto (*Shale gas*); *Coal Bed Methane* (CBM).

Entre os diferentes tipos de gás natural não convencional, os que poderão enquadrar-se no âmbito deste estudo são o convencionalmente designado de **gás de xisto**, que nesta dissertação será designado de **gás de argilito**, uma vez que é a litologia com propensão de geração deste recurso, na bacia em estudo e o ***Coal Bed Methane* (CBM)**, sendo dado maior destaque ao primeiro, uma vez que existindo, fornecerá maiores quantidades deste recurso.

O CBM é um gás que se encontra nos depósitos de carvão, dentro do veio de carvão e/ou na rocha circundante, tendo sido sempre considerado um subproduto da indústria do carvão, uma vez que era libertado durante as operações mineiras relacionadas com a exploração de carvão. Contudo o seu aproveitamento para comercialização tem vindo a tornar-se uma mais-valia para a indústria, tornando-a mais rentável, pois este recurso é uma fonte de obtenção de gás natural. Este tipo de exploração já é realizado nas sequências onde existem leitos de carvão do norte da Bacia principal do Karoo de África do Sul (sobretudo na bacia de Waterberg e Ellisras) (Econometrix, 2012).

O gás de argilito (*shale gas*) encontra-se em formações que podem ser simultaneamente reservatório e rocha-mãe, se a génese da rocha e gás é contemporânea. Estas rochas de grão fino, são ricas em MO, contendo o gás natural nos seus pequenos poros, nas fraturas ou adsorvido na sua matriz. A evolução dos últimos anos, no que diz respeito às técnicas de perfuração horizontal e fracturação hidráulica (*fracking*) de maciços, tem vindo a tornar possível e economicamente viável a extração deste gás, cuja existência era há muito conhecida. A fracturação hidráulica consiste na injeção de água sob pressão, conjuntamente com químicos e areia para criar porosidade e permeabilidade artificialmente, de forma a extrair o gás.

A avaliação de uma bacia relativamente ao seu potencial de geração de gás de argilito, considera uma ampla gama de dados, adquiridos ao longo das etapas do estudo de avaliação do recurso. Entre os aspetos considerados está: a quantidade de matéria orgânica (COT) (cuja média deverá ser geralmente superior a 2% e inferior a 10% (Hall, 2011)); a qualidade da matéria orgânica (pirólise “rock-eval” e palinofácies); a maturação orgânica (%Rr, cor e fluorescência dos esporos e temperatura máxima atingida); o ambiente deposicional dos argilitos, que pode ser marinho ou não-marinho; profundidade do topo e base da camada de argilito; a existência de um sistema de falhas complexo, entre outros.

Relativamente à quantidade de matéria orgânica, os valores de **Carbono Orgânico Total** (COT) dos sedimentos analisados (Tabela 7.1) são, na maioria, valores típicos de rochas com COT muito bons a excelentes (Fernandes *et al.*, 2014b). Estes valores estão próximos dos registados nas formações Collingham (valor médio 4.0 wt. %) e Whitehill (valor médio 6.0 wt. %) da Bacia Principal do Karoo de África do Sul (ARI, 2013).

Tabela 7.1: Valores de COT das sondagens ETA 15, ETA 71, DW 132 e DW 123 (Fernandes *et al.*, 2013, 2014b).

Sondagens	Valor de COT (wt. %)	
	Máx.-Mín.	Média
<b>ETA 15</b>	2.20–23.00	7.2
<b>ETA 71</b>	9.60–31.00	10.9
<b>DW 132</b>	3.00–17	5.90
<b>DW 123</b>	2.40–19.00	8.2

Relativamente ao estudo da **maturação orgânica** das sondagens ETA 15 e ETA 71, os valores do poder refletor da vitrinite (1.39-1.50 %) indicam que os sedimentos atingiram temperaturas máximas entre 182.2 °C e 190.2 °C, sendo semelhantes aos registados na sondagem DW 132 (aos 147.6 m e 280,97 m de profundidade respetivamente) (Fernandes *et al.*, 2014a; 2014b). Estes valores, tal como seria de esperar, são relativamente baixos quando comparados com os registados nas formações Prince Albert (3.0 %), Collingham (3.0 %) e Whitehill (3.0 %) da Bacia do Karoo de África do Sul, que se encontram a mais de 1000 m de profundidade (ARI, 2013) e pertencem ao Grupo Eccla Inferior. Assim, é expectável que os sedimentos abaixo das sondagens ETA 15 e ETA 71, apresentem valores de poder refletor da vitrinite dentro desta gama.

A caracterização do **ambiente deposicional** é um critério importante para definição da área de prospeção das formações, tendo em conta que a técnica de extracção de gás, implica a fraturação hidráulica das rochas. Os argilitos depositados em ambiente marinho geralmente têm menor teor de argila e são mais ricos em minerais como quartzo, feldspato e carbonato, o que faz com que sejam mais susceptíveis à estimulação hidráulica, fraturando com maior facilidade. Estes argilitos originam uma vasta gama de fraturas induzidas de pequena escala, que possibilitam o fluxo do gás para o furo do poço. Argilitos originados em ambientes não-marinhos (lacustre ou fluvial) apresentam usualmente maior teor em argila, tendo um comportamento mais dúctil, deformando em vez de quebrarem. Quanto ao ambiente deposicional dos argilitos intersectados pelas sondagens ETA 15 e ETA 71, os dados das palinofácies e a análise dos palinomorfos presentes nos sedimentos, indicam que o ambiente de deposição será não-marinho.

Outro dos critérios para determinar a área potencial é a **profundidade** das formações, que deverá ser superior a 1000 m e inferior a 5000 m, pois áreas com profundidades inferiores a 1000 metros têm

menor pressão no reservatório e portanto forças motrizes mais baixas para a recuperação do gás, havendo igualmente maior probabilidade da presença de água no sistema de fraturas naturais. Nas formações abaixo de 5000 m a permeabilidade poderá ser menor e os custos de perfuração e desenvolvimento serem mais elevados (ARI, 2013).

Quanto à presença de falhas (aspeto que pode reduzir a eficiência na recuperação do gás de argilito, dado que a recuperação é feita recorrendo a poços horizontais) na área de estudo foram consideradas as falhas assinaladas no mapa geológico 1/250000 (nº 1633, Tete), num total de sete falhas com direção NW-SE e uma com direção SW-NE, não tendo sido encontrada informação relativa ao seu comportamento em profundidade.

Para além dos aspetos referidos, a avaliação do potencial de geração de gás de argilito, deve ter em consideração outras características espectáveis num reservatório de gás de argilito, as quais poderão ser avaliadas numa fase posterior do projecto: granulometria das partículas (maioritariamente argila/silte); porosidade até 6%; permeabilidade até 0,001mD; fonte maioritariamente autóctone; gás maioritariamente adsorvido; sílica biogénica cripto-cristalina (a qual confere a plasticidade ao material) (Hall, 2011).

Para a definição da extensão da área, das principais formações com potencial de geração de gás de argilito, procurou-se correlacionar a informação dos log's das sondagens com a informação da geologia da região e com a informação da geologia de bacias com características semelhantes a esta, como é o caso da Bacia Principal do Karoo de África do Sul.

Em Moçambique já existem estudos de viabilidade de exploração deste recurso, sobretudo no onshore do norte do país e no offshore da costa nordeste (ARI, 2013).

Os dados bibliográficos apontam para a existência de fortes indícios da presença de volumes significativos deste recurso, nas **formações homólogas** às estudadas, da Bacia do Karoo de África do Sul do Pérmico Inferior, sobretudo do **Grupo Ecça Inferior**: Formação Prince Albert, Collingham e Whitehill (ambiente de sedimentação marinho em ambos) (US Energy Information Administration in ARI, 2013) e do **Grupo Ecça Superior**: Formação Waterford e Fort Brown (ambiente de sedimentação fluvial) (ARI, 2013). A Formação Whitehill (com aproximadamente 275 Ma) é a formação que revela os dados mais promissores para a exploração de gás de argilito, sendo constituída por argilitos negros, ricos em matéria orgânica, com finas camadas de carbonatos. Os seus valores de TOC e poder refletor da vitrinite satisfazem os pré-requisitos de potencial de geração de gás de argilito. Esta informação é um indicador adicional da potencial existência deste gás em profundidade na área estudada neste trabalho.

As propriedades abordadas fornecem um panorama preliminar relativamente às características geológicas principais, ajudando a determinar o grau de eficiência de recuperação de carvão e de gás (de uma formação com potencial de geração de gás de argilito), sendo uma ajuda preliminar na seleção das formações, consideradas dignas de avaliação mais profunda numa fase posterior do projecto.



## 8. Considerações Finais

Neste capítulo apresentam-se, de forma resumida, as conclusões gerais do trabalho, tendo em conta a correlação dos resultados obtidos nos diferentes domínios, abordados ao longo dos capítulos anteriores. É concretizada uma reflexão construtiva e são apresentadas sugestões de investigações futuras.

As amostras estudadas pertencem a duas sondagens realizadas na Bacia de Moatize-Minjova, no troço superior do rio Zambeze, a cerca de 55 km da cidade de Tete, na região Centro Oeste de Moçambique. O preenchimento sedimentar desta bacia é dominado pelas sucessões do Supergrupo Karoo, unidade geológica de grande importância da África Austral. O SGK, do ponto de vista litológico, encontra-se dividido em duas unidades distintas, uma unidade inferior, mais antiga (Karoo Inferior), constituída por rochas sedimentares e uma unidade superior, mais recente (Karoo Superior), formada por rochas ígneas. As unidades litológicas estudadas pertencem à unidade mais antiga do SGK.

Entre os objetivos deste trabalho destaca-se a datação das formações geológicas intersetadas pelas sondagens, recorrendo ao estudo palinostratigráfico dos mesmos (esporos, pólenes e algas). Em ambas as sondagens foi possível identificar e descrever associações de microflora características do Pérmico Superior, onde se destacam as espécies *Alisporites* spp.; *Corisaccites alutas*; *Guttulapollenites hannonicus*; *Laevigatosporites* spp.; *Lueckisporites virkkiae*; *Osmundacidites senectus*; *Polypodiisporites mutabilis*; *Praecolpatites sinuosus*; *Protohaploxypinus* spp.; *Reticuloidosporites warchianus*; *Striatopodocarpites* spp.; *Weylandites lucifer* entre outros. A cronoestratigrafia estabelecida foi definida por comparação com esquemas biozonais propostos para a Bacia do Karoo por Nyambe & Utting (1997, Zâmbia, Vale do Zambeze); Falcon (1975, Zimbabwe, Bacia do Médio Zambeze); Wright & Askin (1987, Madagáscar), Balme (1970, Paquistão); Jha (2006, Índia); Steiner *et al.* (2003, África do Sul) e Kemp (1969/98, Antártida) in Pereira *et al.*, 2015.

Considerando a idade identificada neste trabalho e conhecendo, de estudos anteriores (Pereira *et al.*, 2014a; 2014b; Lopes *et al.*, 2014a, 2014b), que a base da Formação Moatize pertence ao Pérmico Inferior–Pérmico Médio, é possível inferir que os sedimentos pós-glaciogénicos intersetados pelas sondagens ETA 15 e ETA 71, pertencerão à Formação Matinde, que na estratigrafia do Karoo Inferior é mais recente que a Formação Moatize. Mediante a presença de três níveis de carvão na sondagem ETA 15 e dois na sondagem ETA 71, foi considerada a hipótese dos estratos intersetados pertencerem ao topo da Formação Moatize, a qual está largamente documentada pelos seus depósitos de carvão.

Estes dados complementam o conhecimento já existente sobre a palinologia da região, sendo possível estabelecer correlações entre os resultados palinológicos do presente trabalho e os dados obtidos por Pereira *et al.* (2015) em amostras das sondagens DW 123 e DW 132, realizadas na mesma região. As palinofloras identificadas permitem igualmente entender as mudanças paleoecológicas e paleoambientais associadas a esta importante mudança paleoclimática global.

A presença de um grande número de esporos face aos pólenes sugere o predomínio de condições húmidas e pantanosas (Beukes, 1985 in Macrae, 1988), pois os esporos trilete, em especial, não

ocorrem em condições de ausência de água. A abundância de esporos e a grande variedade de pólenes, pode ser explicada pela presença de criptogâmicas que provavelmente se desenvolveram em zonas de sombra de grandes florestas, contíguas às margens dos lagos. As algas (abundantes nas amostras da sondagem ETA 71), sugerem a presença de acumulações de água, possivelmente associada a lagos relacionados com a fase de degelo, num período pós-glaciar, marcando a passagem de temperaturas mais frias ( fácies glaciogénica) a moderadamente mais quentes e húmidas ( fácies de sequências de argilitos negros carbonosos e de argilitos cinzentos) (Pereira *et al.*, 2014a; 2014b; Lopes *et al.*, 2014a; 2014b). Esta interpretação paleoambiental é corroborada pela análise de palinofácies, na qual se observa o predomínio do grupo dos fitoclastos, tendência que pode estar relacionada com deposição em ambiente lacustre a pantanoso. A camada de água existente neste tipo de ambiente apresenta geralmente, na zona mais profunda, características propícias à preservação dos restos orgânicos, pois predomina um meio redutor. A presença de argilitos e siltitos com intercalações de finas camadas de carvão e camadas pouco espessas de arenitos ao longo da sequência litostratigráfica, sugere igualmente um ambiente lacustre de baixa energia, favorável à acumulação de matéria orgânica, entre o qual surgem sedimentos fluviais intermitentes.

Tendo em conta todos estes dados, o ambiente de sedimentação dos sedimentos analisados possivelmente terá sido lacustre a pantanoso, alimentado por via fluvial ou glaciária.

Paralelamente ao estudo dos palinomorfos, foram aplicados outros métodos de estudo da matéria orgânica, nomeadamente a análise do poder refletor da vitrinite, fluorescência e cor dos palinomorfos, numa perspetiva de avaliação do grau de maturação orgânica dos sedimentos, de modo a conhecer a história térmica da região. Nas amostras analisadas, o valor da refletância da vitrinite varia entre 1.39-1.50 %Rm, a cor da esporinite é pouco intensa, variando entre o laranja escuro e o vermelho e as cores observadas nos palinomorfos aproximam-se da tonalidade castanha escura, correspondente ao valor 3+.

Comparando os valores de refletância das sondagens deste estudo com os obtidos na sondagem DW 132 (Fernandes *et al.*, 2015), verifica-se que os mesmos valores encontram-se entre 100 e 250 m de profundidade. Considerando que as sondagens ETA 15 e ETA 71 possuem idade e grau de maturação semelhante a esta sondagem, é possível deduzir que já estiveram à mesma profundidade, tendo existido sobre os sedimentos das sondagens ETA 15 e ETA 71 uma cobertura sedimentar de cerca de 4700 m, a qual começou a ser erodida a partir do Pérmico Superior. A esta profundidade, os sedimentos de ambas as sondagens atingiram temperaturas máximas de 182.2 °C e 190.2 °C.

Esta informação é essencial para o conhecimento da geologia e estrutura da bacia em profundidade, permitindo inferir sobre a localização das jazidas carboníferas e caracterizar a bacia em termos do potencial de rocha geradora de hidrocarbonetos.

Relativamente aos níveis de carvão, a sua extensão e profundidade na Bacia de Moatize-Minjova é definida pelos limites da Formação Moatize. Na área estudada, esta formação deverá encontrar-se a profundidades superiores a 30 m. Esta profundidade é estabelecida com base no comprimento das sondagens estudadas, pois estas apresentam idade mais recente que a definida para a base da

Formação Moatize, existindo a possibilidade da formação se encontrar a uma profundidade superior. A possibilidade da Formação Moatize existir em profundidade é aumentada pela presença desta formação próximo da superfície, tal como foi registado nas sondagens ETA 65 (Fernandes *et al.*, 2013; Lopes *et al.*, 2014a; 2014b) e ETA 72 (Fernandes *et al.*, 2013; Pereira *et al.*, 2014a; 2014b), a cerca de 800-900 m de distância das sondagens deste estudo. Relativamente à sua extensão, é possível inferir que a formação existe abaixo das sondagens DW 123 (489 m de profundidade) e DW 132 (516 m de profundidade), as quais se situam a cerca de 11.8 e 12.7 km das sondagens ETA 15 e ETA 71, entre vários acidentes tectónicos.

Pela análise de palinofácies, verifica-se que a MO das amostras é sobretudo composta por material ligno-celulósico proveniente de plantas terrestres superiores, podendo tratar-se de um querogénio do tipo III (Tissot & Welte, 1984), com potencial para geração de gás. Os dados obtidos pelos métodos de avaliação da maturação orgânica sugerem que a matéria orgânica se encontra matura relativamente à produção de hidrocarbonetos líquidos, podendo indicar potencial de produção de hidrocarbonetos condensados e gás húmido, com grau de incarbonização compreendido entre os carvões betuminosos de baixa a média volatilidade. Existe portanto a possibilidade de exploração de gás natural não convencional, designadamente gás de argilito (*shale gas*) e *Coal Bed Methane* (CBM). A capacidade de geração de gás nos argilitos é corroborada pelos valores de COT das várias sondagens anteriormente mencionadas (Fernandes *et al.*, 2013; 2015), cuja média é semelhante aos registados em formações da Bacia Principal do Karoo de África do Sul, onde existem fortes indícios da presença de volumes significativos deste recurso.

Uma das dificuldades observadas nas sondagens estudadas, corresponde à reduzida taxa de recuperação e aos problemas de má preservação da matéria orgânica, sobretudo na sondagem ETA 15, na qual apenas metade das amostras foram consideradas não-produtivas para a observação de palinomorfos. Estes fatores dificultaram a realização de correlações entre as sondagens, na medida em que, a idade identificada para a sondagem ETA 15 é suportada por menos dados que a sondagem ETA 71. A baixa taxa de recuperação e a fraca preservação, evidenciada pela análise palinológica, estará possivelmente relacionada com o elevado grau de maturação a que a MO foi sujeita. O grau de maturação poderá igualmente explicar, o estado de incarbonização da maioria das amostras e para as quais foi necessária a exposição de 1 minuto de oxidação, durante a preparação laboratorial das mesmas.

Este trabalho reforça o conhecimento geológico da Bacia de Moatize-Minjova, sendo os resultados apresentados uma contribuição para o aprofundamento do conhecimento da estratigrafia da bacia e consequentemente para a prospeção e pesquisa de recursos energéticos convencionais e não-convencionais.

A realização de futuros estudos palinológicos complementares, poderão melhorar a definição e tornar mais consistente o limite entre a Formação Moatize e Formação Matinde, no contexto de uma revisão da estratigrafia do SGK de Moçambique.

A avaliação da bacia relativamente ao seu potencial em recursos energéticos (carvão e gás natural), realizada neste trabalho é bastante incipiente, existindo uma incerteza associada a esta avaliação, a qual poderá ser reduzida com o aumento do número de sondagens de prospeção, numa perspectiva futura de continuação deste trabalho.



# Referências bibliográficas

- ARI (Advanced Resources International, Inc.), 2013. *EIA/ARI World Shale Gas and Shale Oil Resource Assessment, Technically Recoverable Shale Gas and Shale Oil Resources: An Assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries Outside the United States*, Arlington (USA), 707 p.
- Afonso, R.; Marques, J.; Ferrara, M., 1998. *A evolução geológica de Moçambique*, Ministério da Ciência e da Tecnologia, Instituto de Investigação Científica Tropical, Lisboa, pp. 58-66.
- Backhouse, J., 1991. Permian palynostratigraphy of the Collie Basin, Western Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 67, pp. 237-314.
- Balme, B.E., 1970. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan. In: Kummel, B., Teichert, C. (ed.), *Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan*. The University Press of Kansas, Lawrence, KS, pp. 305-453.
- Barbolini, N., 2014. *Palynostratigraphy of the South African Karoo Supergroup and correlations with coeval Gondwanan successions*. PhD, Faculty of Science, Univ. of the Witwatersrand, 386 p.
- Batten, D.J., 1996. Chapter 26B. Palynofacies and petroleum potencial, In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 3, pp. 1065-1084.
- Batten, D.J., 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation, In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 3, pp. 1011-1064.
- Bennet, J., 1989. Smaller Coal Basins in Africa Project - Final Report: Review of Lower Karoo coal basins and coal resource development in parts of central and southern Africa with particular reference to northern Malawi, *British Geological Survey*, Technical Report WC/89/21, 73 p.
- Borges, M., 2012. *Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira*. Tese de doutoramento (não publicada), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. do Algarve, pp.1-473.
- Breuer, P., Miller, M., Leszczyński, S., Steemans, P., 2015. Climate-controlled palynofacies and microspore stratigraphy of the Jauf Formation, Lower Devonian, northern Saudi Arabia, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 212, pp. 187-213.
- Cairncross, B., 2001. An overview of the Permian (Karoo) coal deposits of southern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 33, pp. 529-562.
- Carvalho, L., 1969. Nascentes termais de Carinde. *Revista de Ciências Geológicas*, Vol. 2, Série A, Moçambique, pp. 9-45.
- Carvalho, L., 1977. *Formações Vulcânicas de Carinde, (Tete-Moçambique)*. Tese de doutoramento, Instituto Superior Técnico, 213 p.
- Castro, L., 1996. *Contribuição para o estudo palinostratigráfico do Jurássico superior (Oxfordiano superior-Titoniano) da Bacia Lusitânica*. Dissertação de mestrado, Faculdade de Ciências da Univ. de Lisboa, 153 p.
- Castro, L., 2006. *Dinoflagelados e outros palinórmorfos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, 380 p.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P., Cairncross, B., Rubidge, B., Smith, R., Hancox, P., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43, pp. 211-253.
- Chilenge, B., 2013. *O papel do Ministério dos Recursos Minerais na gestão dos recursos minerais*, Direcção de Planificação e Desenvolvimento, 32 p.
- Colbath, G.K., 1996. Chapter 7. Green and blue-green algae, Introduction, In Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: Principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol.1, p. 171-172.

- Cumbe, A., 2007. *O património geológico de Moçambique: Proposta de Metodologia de Inventariação, Caracterização e Avaliação*. Tese de mestrado, Univ. do Minho, Escola de Ciências, Departamento de Ciências da Terra, 240 p.
- Dettmann, M.E., 1963. Upper Mesozoic microfloras from south-eastern Australia. *Proceeding of the Royal Society of Victoria*, 77, pp. 1-148.
- Econometrix, 2012. Karoo shale gas report: special considerations surrounding potential shale gas resources in the southern Karoo of South Africa, disponível em: [http://www-htatic.shell.com/static/zaf/downloads/aboutshell/ecometrix\\_report.pdf](http://www-htatic.shell.com/static/zaf/downloads/aboutshell/ecometrix_report.pdf) (consultado a 5 de Setembro de 2015).
- Falcon, R., 1975. Palyno-stratigraphy of the Lower Karroo sequence in the central Sebungwe District, Mid-Zambezi Basin, Rhodesia. *Palaeontologica Africana*, 18, pp. 1-29.
- Falcon *et al.*, 1984. Petrology and Palynology of Mozambique coals – Mucanha-Vúzi Region, Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, *Symposium on Gondwana Coals*, Lisbon, 1983 – Proceedings and Papers, Edited by M. J. Lemos de Sousa, Lisboa, pp. 321-338.
- Fernandes, P., 2000. *Investigation of the stratigraphy, maturation and source-rock potential of Carboniferous black shales in the Dublin Basin*. PhD, Univ. of Dublin, Trinity College, pp. 1-287.
- Fernandes, P., Cogné, N., Rodrigues, B., Jorge, R., Marques, J., Jamal, D., 2014a. História térmica do Supergrupo do Karoo da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Província de Tete, Moçambique. Integração de dados do poder reflector da vitrinite e da termocronologia dos traços de fissão da apatite. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 427-431.
- Fernandes, P., Rodrigues, B., Jorge, R., Marques, J., 2014b. Potencial gerador de hidrocarbonetos dos argilitos carbonosos das Formações de Vúzi e de Moatize (Karoo Inferior) da Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Província de Tete, Moçambique. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 433-437.
- Fernandes, P., Cogné, N., Chew, D., Rodrigues, B., Jorge, R., Marques, J., Jamal, D., Vasconcelos, L., 2015. The thermal history of the Karoo Moatize-Minjova Basin, Tete Province, Mozambique: An integrated vitrinite reflectance and apatite fission track thermochronology study. *Journal of African Earth Sciences*, 112, pp.55-72.
- Geel, C., Schulz, H., Booth, P., deWita, M., Horsfield, B., 2013. Shale gas characteristics of Permian black shales in South Africa: results from recent drilling in the Ecca Group (Eastern Cape). *Energy Procedia*, 40, pp 256-265.
- Gemmell, G., 2009. *Internal Geological Report on the Eloff Project Mineral Development, Exploration and Resources*, Homeland Energy Group Ltd., Canada, 69 p.
- Gomes, J., Alves, F., 2011. *O Universo da Indústria Petrolífera, Da Pesquisa à Refinação*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 670, pp. 61-66.
- Goodhue, R., Clayton, 2010. Palynomorph Darkness Index (PDI) - A new technique for assessing thermal maturity, *Palynology*, Vol. 34, Nº 2, pp. 147-156.
- GTK Consortium, 2006b. Notícia Explicativa; Volume 2: *Folhas Mecumbura (1631), Chioco (1632), Tete (1633), Tambara (1634), Guro (1732,1733), Chemba (1734), Manica (1832), Catandica (1833), Gorongosa (1834), Rotanda (1932), Chimoio (1933) E / e Beira (1934)*, Escala 1: 250000, Moçambique, Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo, 449 p.
- Guy-Ohlson, D., 1996. Prasinophytaen Algae. In: Jansonius, J., McGregor, D.G. (ed.), *Palynology: Principles and Application*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1, 181-189.
- Hall, M., 2011. Shale vs tight. Agile Geoscience, disponível em: <http://www.agilegeoscience.com/journal/2011/2/23/shale-vs-tight.html>. (consultado a 19 de Setembro de 2015).
- Hermann, E., Hochuli, P.A., Bucher H., Ghazala R., 2012. Uppermost Permian to Middle Triassic palynology of the Salt Range and Surghar Range, Pakistan. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 169, pp. 61-95.

- Jan, I., 2011. *Investigating the palynostratigraphy and palaeoenvironments of the southern Palaeothyan Carboniferous-Permian succession of the Salt Range, Pakistan*. PhD, Univ. of Leicester, 268 p.
- Jansonius, J., McGregor, D.C., 1996. *Palynology: principles and applications*. Vol. 1, Principles. A.A.S.P. Foundation, 462 p.
- Jarzen, D.M., Nichols, D.J., 1996. Chapter 9. Pollen; *In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Vol. 1, pp. 261-291.
- Jha, N., 2006. Permian Palynology from India and Africa - A Phytogeographic Paradigm, *Journal Palaeontological Society of India*, Vol. 51, pp. 43-55.
- José, D., Sampaio, C., 2011. Estado da Arte da Mineração em Moçambique: Caso Carvão de Moatize, Tete, 6º Congresso Luso-Moçambicano de Engenharia/3º Congresso de Engenharia de Moçambique CLME'2011/IIICEM, 22p.
- Kemp, E.M., 1969/98. Palynological Examination of Samples from the Beaver Lake Area, Prince Charles Mountains, Antarctica, *Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics*, Australia, 7 p.
- Kröner, A.; Stern, R., 2005. Pan-African Orogeny, *Encyclopedia of Geology*, Vol. 1, *Encyclopedia of Geology*, Elsevier Ltd., Amsterdam, 12 p.
- Lakshminarayan, G., 2015. Geology of Barcode type coking coal seams, Mecondezi sub-basin, Moatize Coalfield, Mozambique. *International Journal of Coal Geology*, 146, pp. 1-13.
- Lima, A., 1941. *Compêndio de Botânica, 2º Ciclo (IV, V e VI Anos) Programas de 1936*; Tip. Sequeira, Limitada, Porto, 266 p.
- (LNEG) Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P., 2010. Palinogloss-Glossário de Palinologia, disponível em: <http://geoportal.lneg.pt/geoportal/bds/palinogloss/> (consultado em 21 de Setembro de 2015).
- Looy, C.V., Hotton, C.L., 2014. Spatiotemporal relationships among Late Pennsylvanian plant assemblages: Palynological evidence from the Markley Formation, West Texas, U.S.A., *Review of Palaeobotany and Palynology*, 211, pp. 10-27.
- Lopes, G., 2013. *Investigação em palinologia e isótopos estáveis do Paleozoico da Zona Centro-Ibérica (Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre) e Zona de Ossa-Morena (Toca da Moura e Barrancos), Portugal. Implicações paleogeográficas e paleoambientais*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. do Algarve, 646 p.
- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Marques, J., 2014a. Datação Palinológica dos Sedimentos Glaciogénicos da Formação (Tilítica) de Vúzi, sondagem ETA 65, Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Moçambique – Resultados Preliminares. *Actas do IX Congresso Nacional de Geologia/2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa*, Porto, Portugal, 7 p.
- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Marques, J., 2014b. Datação Palinológica dos Sedimentos Glaciogénicos da Formação (Tilítica) de Vúzi, sondagem ETA 65, Bacia Carbonífera de Moatize-Minjova, Moçambique – Resultados Preliminares. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 481-484.
- López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A., 2010. Introduction: Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. Oscar R. López-Gamundí and Luis A. Buatois (ed.), *Geological Society of America Special Paper*, 468, pp. v-viii.
- Luppens, J., Scott, D., Haacke, J., Osmonson, L., Pierce, P., 2015. Coal Geology and Assessment of Coal Resources and Reserves in the Powder River Basin, Wyoming and Montana, *U.S. Geological Survey*, Reston, Virginia, 220 p.
- Macrae, C.S., 1988. Palynostratigraphic correlation between the Lower Karoo sequence of the Waterberg and Pafuri coal-bearing basins and the Hammanskraal plant macrofossil locality, Republic of South Africa, *Memoir Geological Survey*, 75, pp. 1-217.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., 2001. *Curso de Palinofácies e Fácies Orgânicas*, RJ, IGEO, 119 p.

- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., 2011. Organic Matter (Concepts and Definitions), Chapter 1, *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 38 p.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., 2011. Organic Composition (Palynofacies Analysis), Chapter 5, *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 16 p.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., 2011. Phytoclast Group, Chapter 5, *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 47 p.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., 2011. Palynomorph Group, Chapter 5, *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 20 p.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., 2011. Amorphous Group, Chapter 5, *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 29 p.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., 2011. Trends in the Amorphous, Group Distribution, Chapter 5, *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*, Porto, 12 p.
- Mendonça Filho, J., Menezes, T., Mendonça, J., Oliveira, A., Silva, T., Rondon, N., 2012. *Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approache*. Panagiotaras, D. (ed.), 248 p., ISBN 978-953-51-0586-2, InTech, disponível em: <http://cdn.intechopen.com/pdfs-wm/36468.pdf> (consultado a 20 de Abril de 2015).
- Menezes, T., Mendonça Filho, J., Araujo, C., Souza, I., Mendonça, J., 2008. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo, *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 38, pp. 80-96.
- MICOA (Ministério para Coordenação Acção Ambiental), 2002. *Plano de Acção Nacional de Combate à Seca e à Desertificação*, República de Moçambique, 88 p
- Modie, B.N., 2007. *The Palaeozoic Palynostratigraphy of the Karoo Supergroup and Palynofacies Insight Into Palaeoenvironmental Interpretations, Kalahari Karoo Basin, Botswana*. PhD, Univ. de Bretagne Occidentale (unpublished), 316 p.
- Modie, B.N, Hérissé, A., 2009. Late Palaeozoic palynomorph assemblages from the Karoo Supergroup and their potential for biostratigraphic correlation, Kalahari Karoo Basin, Botswana, *Bulletin of Geosciences*, Vol. 84, 2, pp. 337-358.
- Mory, A.J., Backhouse, J., 1997. Permian Stratigraphy and Palynology of the Carnarvon Basin, Western Australia. *Geological Survey Western Australia*, 46 p., ISBN 0 7309 6563 5.
- Mugabe, J.A., 1999. *Karoo Deposits of Zambezi Graben – Moatize e Tete City Mozambique; Sedimentary Facies Distribution and Palynological Approach*. Tese Univ. Utrecht (não publicada). 297 p.
- Mussa, A., 2014. *Caracterização da matéria orgânica da sequência sedimentar intercetada pela Sondagem NEMO-1X (Bacia de Moçambique). Potencial para a geração de hidrocarbonetos*. Tese de mestrado, Univ. do Porto. 88 p.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, Second Edition, Wiley-Blackwell, United Kingdom, 419 p.
- Nyambe, I.A., Utting, J., 1997. Stratigraphy and palynostratigraphy, Karoo Supergroup (Permian and Triassic), mid-Zambesi Valley, southern Zambia. *Journal African Earth Sciences*, Vol. 24, Nº4, pp. 563-583.
- Nyambe, I.A., 1999. Tectonic and climatic controls on sedimentation during deposition of the Sinakumbe Group and Karoo Supergroup, in the mid-Zambezi Valley Basin, southern Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 28, Nº2, pp. 443-463.
- Pasquo, M., 2009. The Pennsylvanian palynoflora of the Pando X-1 Borehole, northern Bolivia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 157, pp. 266-284.
- Pendleton, J.L., 2012. *Palynological and palaeobotanical investigation of the Carboniferous deposits of the Bristol Coalfield, U.K.; biostratigraphy, systematics and palaeoecology*. PhD, Univ. of Sheffield, UK, 482p.

- Pereira, Z., 1997. *Palinologia e petrologia orgânica do sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa*. Tese de doutoramento (não publicada). Faculdade de Ciências, Univ. do Porto, Porto, pp. 1-406.
- Pereira, Z., Lopes, G., Fernandes, P., Marques, J., 2014a. Estudo palinoestratigráfico da sondagem ETA 72 do Karoo Inferior da Bacia de Moatize, Moçambique - Resultados Preliminares. *Actas do IX Congresso Nacional de Geologia/2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa*, Porto, Portugal, 6 p.
- Pereira, Z., Lopes, G., Fernandes, P., Marques, J., 2014b. Estudo palinoestratigráfico da sondagem ETA 72 do Karoo Inferior da Bacia de Moatize, Moçambique - resultados Preliminares. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), pp. 543-546.
- Pereira, Z., Lopes, G., Fernandes, P., Marques, J., Vasconcelos, L. 2015 (*in press*). The Permian-Triassic transition in the Moatize-Minjova Coal Basin, Karoo Supergroup, Mozambique: a Palynological Perspective. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 29 p.
- Playford, G., Dettmann, M.E., 1996. Spores, Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 1, pp. 227-260.
- Playford, G., Rigby, J., 2008. Permian palynoflora of the Ainim and Aiduna formations, West Papua. *Revista Española de Micropaleontología*, Vol. 40, nº 1-2, pp. 1-57.
- Potonié, R., Kremp, G.O.U., 1954. Die Gattungen der Paläozoischen spora dispersae und ihre Stratigraphie. *Geologischen Jahrbuch*, 69, pp. 111-194.
- Primo, S., 1959. *Compêndio de Botânica*; Oficinas Gráficas, 8ª Edição, Lisboa, 249 p.
- Punt, W., Hoen, P., Blackmore, S., Nilsson, S., Thomas, A., 2007. Glossary of pollen and spore terminology, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 143, pp. 1-81.
- Ramalho, M., 2010. Da terra firme ao mar largo. Um percurso na Natureza e o seu Registo Geológico, *Textos pedagógicos do Museu Geológico de Portugal* (Laboratório Nacional de Energia e Geologia), Lisboa. 11p.
- Ribeiro, J., Pina, B., Flores, D., Gama Pereira, L., Marques, M., Ribeiro, M., Bobos, I., Pinto de Jesus, A., 2007. Petrologia Orgânica da Formação de Vale da Mó, Bacia do Buçaco, *VI Congresso Ibérico/XV Semana de Geoquímica*, Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, pp. 544-547.
- Rodrigues, B., 2014. *An Integrated thermochronology, organic maturation and provenance study in the South Portuguese Zone and Algarve Basin (South Portugal)*. PhD, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. do Algarve, 126 p.
- Scheffler, K., 2004. *Reconstruction of sedimentary environment and climate conditions by multi-geochemical investigations of Late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary sequences from SW-Gondwana*. PhD, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Univ. Bonn, 212 p.
- Selley, R.C., 1988. *Applied Sedimentology*; Academic Press, London, 446 p.
- Smith, A.H., Butterworth, 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special papers in Palaeontology*, London, Nº1, 324 p.
- Spina, A. Cirili, S., Utting, J., Jansonius, J., 2014. Palynology of the Permian and Triassic of the Tesero and Bulla sections (Western Dolomites, Italy) and consideration about the enigmatic species *Reduviasporonites chalastus*, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 12p.
- Srivastava, S.C., Jha, N., 1990. Permian–Triassic palynofloral transition in Godavari Graben, Andhra Pradesh. *Palaeobotanist*, 38, pp.92-97.
- Steiner, M.B., Eshet, Y., Rampino, M.R., Schwindt, D.M., 2003. Fungal abundance spike and the Permian–Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, pp. 405-414.
- Stell, Gloppen, 1980. Esquema ilustrativo do modelo geral de deposição de um leque aluvionar baseado em depósitos do Devónico da Noruega, disponível em: [www.uwosh.edu](http://www.uwosh.edu), consultado em 20.08.2015

- Stephenson, M., Bisaccate pollen from the Early Permian OSPZ3a Sub-Biozone of the Lower Gharif Member, Oman. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 212, pp. 214-225.
- Suárez-Ruiz, I., 2012. Organic Petrology: An Overview, *Petrology – New Perspectives and Applications*, Al-Juboury, A. (ed.), 224p, ISBN 978-953-307-800-7, InTech, disponível em: <http://www.intechopen.com/books/petrology-new-perspectives-and-applications/organic-petrology-an-overview> (consultado a 15 de Maio de 2015).
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P., 1998. *Organic Petrology*; Gebrüder Borntraeger, Berlin, 704 p.
- Tarback, E., Lutgens, F., 1999. *Ciencias de la Terra, Una Introducción a la Geología Física*, Prentice Hall, Madrid, 616 p.
- Taxonomy Online. The Reduviasporonites gallery, British Geological Survey, 2015, NERC, disponível em: <http://www.bgs.ac.uk/taxonomy/home.html> (consultado a 15 de Abril de 2015).
- Tissot, B. & Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence: A new approach to oil and gas exploration*, Springer-Verlag, Berlin, 699 p.
- Traverse, A., 1988. *Paleopalynology*, Unwin Hyman, Boston, 600 p.
- Truswell, E.M., 1978. Palynology of the Permo-Carboniferous in Tasmania: an interim report. *Bull.geol.Surv.Tasm.* Nº 56, 39 p, ISBN 0 7246 0481 2
- Utting, J., 1978. Lower Karroo pollen and spore assemblages from the coal measures and underlying sediments of the Siankondobo coalfield, Mid-Zambezi valley, Zambia. *Palynology*, 53-68.
- Van Geel, B. & Grenfell, H.R., 1996. Chapter 7A. Spores of Zygnemataceae; In Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: Principles and applications*; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol.1, p. 173-179.
- Vasconcelos, L., 2009. Coal in Mozambique. *3<sup>rd</sup> Symposium on Gondwana Coals*, PUCRS, Porto Alegre, RS, Brazil, 49p.
- Vasconcelos, L.; Achimo, M., 2010. O carvão em Moçambique. Ciências Geológicas–Ensino e Investigação da sua História. In: Cotelos Neiva, J. M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F. e Ramalho, M. M. (eds.). *Geologia das Ex-Colónias de África*, Moçambique, Lisboa, Vol. III, pp.191-206.
- Vaz, M., 2015. *Classificação e taxonomia de palinórmorfos de idade pérmico nas sondagens ETA 65 e ETA 72, Bacia de Moatize-Minjova, Moçambique*. Estágio de Licenciatura em Geologia. 50 p.
- Verniers, J., Jourdan, P.P., Paulis, R.V., Frasca-Spada, L., De Bock, F.R., 1989. The Karroo Graben of Metangula, Northern Mozambique. *Journal African Earth Sciences*, pp. 137-158.
- Verlag, G., 1974. *Tratado de Botanica*, Editorial Marin, S.A., 517-611
- Vieira, M., 2008. *Palinologia do Pliocénico da Orla Ocidental Norte e Centro de Portugal: Contributo para a compreensão da cronostratigrafia e da evolução paleoambiental*. Tese de doutoramento, Escola de Ciências, Univ. do Minho, 389 p.
- Wright, R.P., Askin, R.A., 1987. The Permian-Triassic boundary in the southern Morondavabasin of Madagascar as defined by plant microfossils. In: McKenzie, G.D. (ed.), *Gondwana Six: Stratigraphy, Sedimentology and Paleontology*, Geophysical Monograph Series, Washington, pp. 157-166.
- Wait, R., Rossouw, R., 2013. The economic benefits of shale gas extraction in the southern Karoo, South Africa, School of Economics, South Africa, 36 p.





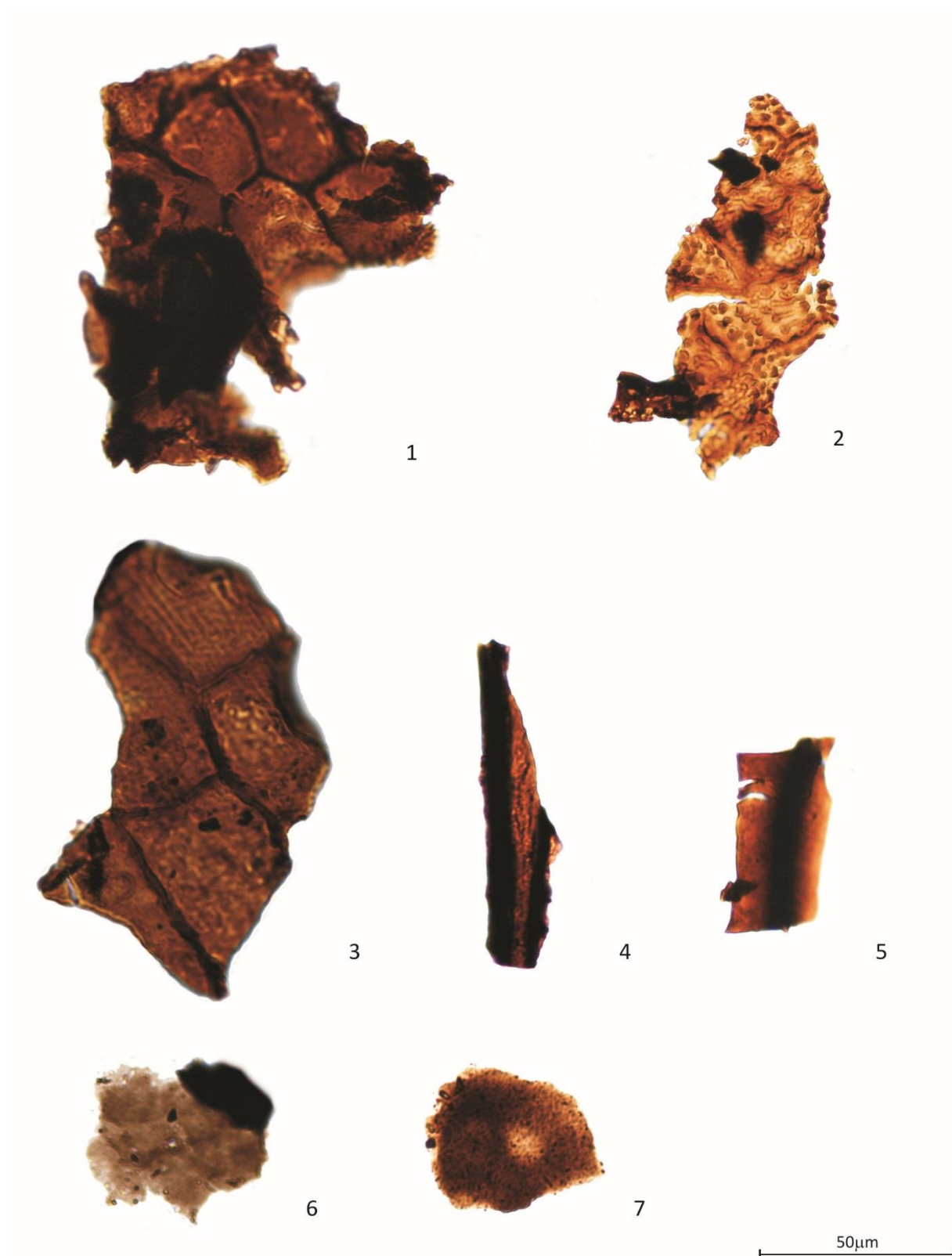


## **Anexo I: Estampas ilustrativas de palinofácies**

## Estampa 1

- 1- Fitoclasto não-opaco biostruturado, ETA 71, amostra M51, lâmina 1, (39.3-96.6).
- 2- Fitoclasto não-opaco biostruturado, ETA 71, amostra M51, lâmina 1, (38-98.2).
- 3- Fitoclasto não-opaco biostruturado, ETA 71, amostra M51, lâmina 1, (42.3-105.0).
- 4- Fitoclasto não-opaco bandado, ETA 15, amostra M40, lâmina 1, (31.9-97.4).
- 5- Fitoclasto não-opaco bandado, ETA 15, amostra M36, lâmina 1, (44.1-100.8).
- 6- Membrana, ETA 71, amostra M36, lâmina 1, (35.9-99.6).
- 7- Membrana, ETA 71, amostra M40, lâmina 1, (31.7-106.8).

# Estampa 1



## Estampa 2

- 1- Fitoclasto não-opaco perfurado, ETA 71, amostra M52, lâmina 1, (32.9-102.3).
- 2- Fitoclasto não-opaco perfurado, ETA 71, amostra M51, lâmina 1, (30.1-103.9).
- 3- Fitoclasto não-opaco perfurado, ETA 71, amostra M52, lâmina 1, (35.7-100.9).
- 4- Fitoclasto não-opaco listrado, ETA 71, amostra M52, lâmina 1, (37.2-98.6).
- 5- Fitoclasto não-opaco listrado, ETA 15, amostra M36, lâmina 1, (39.5-99.7).
- 6- Fitoclasto opaco equidimensional, ETA 15, amostra M40, lâmina 1, (38.7-99.4).
- 7- Fitoclasto não-opaco não-biostruturado, ETA 15, amostra M40, lâmina 1, (37.8-98.5).
- 8- Fitoclasto opaco alongado, ETA 15, amostra M40, lâmina 1, (39.7-100.9).

## Estampa 2





## **Anexo II: Estampas ilustrativas de palinomorfos**

Nas estampas que se seguem encontram-se os espécimens selecionados de cada género e espécie identificada do Pérmico Superior, organizados segundo a ordem taxonómica dos diferentes grupos descrita na sistemática: nas estampas de 1 a 2 estão ilustrados espécimenes de esporos; nas estampas de 3 a 10 encontram-se espécimenes de pólenes; na estampa 11 estão ilustrados espécimenes de algas verdes e na estampa 12 apresentam-se alguns exemplares de hifas de fungos.

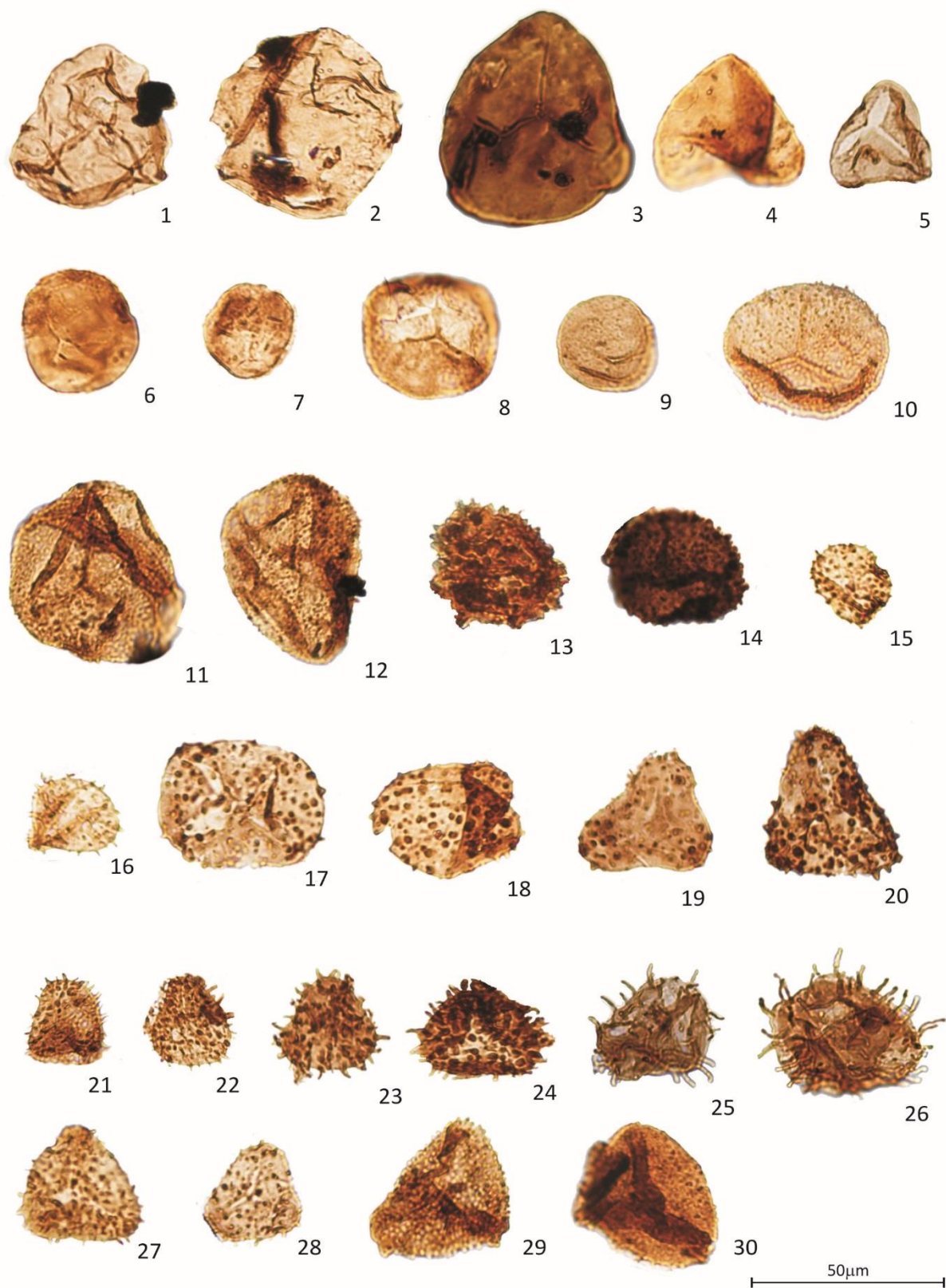
Cada espécime está referenciado com a sondagem, número da amostra, número da lâmina e coordenadas de microscópio.

## Estampa 1

- 1- *Calamospora* sp., ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (29.2-99.2).
- 2- *Calamospora* sp., ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (33.1-107.5).
- 3- *Leiotriletes* sp., ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (26.7-100.0).
- 4- *Leiotriletes* sp., ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (11.7-100.9).
- 5- *Leiotriletes* sp., ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (29.5-109.9).
- 6- *Punctatisporites* sp., ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (24.6-109.2).
- 7- *Punctatisporites* sp., ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (15.6-101.1).
- 8- *Cyclogranisporites arenosus* Mädlar, 1964, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (27.1-109.6).
- 9- *Cyclogranisporites arenosus* Mädlar, 1964, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (20.2-107.4).
- 10- *Osmundacidites senectus*, Balme, 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (38.3-106.5).
- 11- *Osmundacidites senectus*, Balme, 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (18.2-103.9).
- 12- *Osmundacidites senectus*, Balme, 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (18.0-107.4).
- 13- *Verrucosisporites* sp., ETA 71, amostra M52, lâmina 1 (27.7-107.3).
- 14- *Verrucosisporites* sp., ETA 71, amostra M49, lâmina 1 (23.5-101.9).
- 15- *Apiculatisporis* sp. A, ETA 15; amostra M40; lâmina 1 (18.0-103.3).
- 16- *Apiculatisporis* sp. A, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (21.6-107.4).
- 17- *Apiculatisporis* sp. B, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (15.0-107.9).
- 18- *Apiculatisporis* sp. B, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (34.3-100.3).
- 19- *Lophotriletes novicus* Singh, 1964, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (21.3-100.2).
- 20- *Lophotriletes novicus* Singh, 1964, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (31.0-99.0).
- 21- *Horriditriletes filiformis*, Balme & Hennelly, Backhouse, 1991, ETA 71, amostra M47; lâmina 1 (29.1-103.4).
- 22- *Horriditriletes filiformis*, Balme & Hennelly, Backhouse, 1991, ETA 71, amostra M47; lâmina 1 (29.5-95.8).
- 23- *Horriditriletes ramosus*, (Balme & Hennelly) Bharadwaj & Salujha, 1964, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (20.3-108.5).
- 24- *Horriditriletes ramosus*, (Balme & Hennelly) Bharadwaj & Salujha, 1964, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (19.9-99.6).
- 25- *Horriditriletes curvibaculosus*, Bharadwaj & Salujha, 1964; ETA 71, amostra M52; lâmina 1 (18.2-108.0).
- 26- *Horriditriletes curvibaculosus*, Bharadwaj & Salujha, 1964, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (22.6-100.5).
- 27- *Horriditriletes tereteangulatus*, (Balme & Hennelly) Backhouse, 1991, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (17.4-109.1).
- 28- *Horriditriletes tereteangulatus*, (Balme & Hennelly) Backhouse, 1991, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (14.7-108.7).
- 29- *Microbaculispora* sp., ETA 71, amostra M44, lâmina 1 (25.6-106.0).
- 30- *Microbaculispora* sp., ETA 71, amostra M48, lâmina 1 (10.1-100.6).



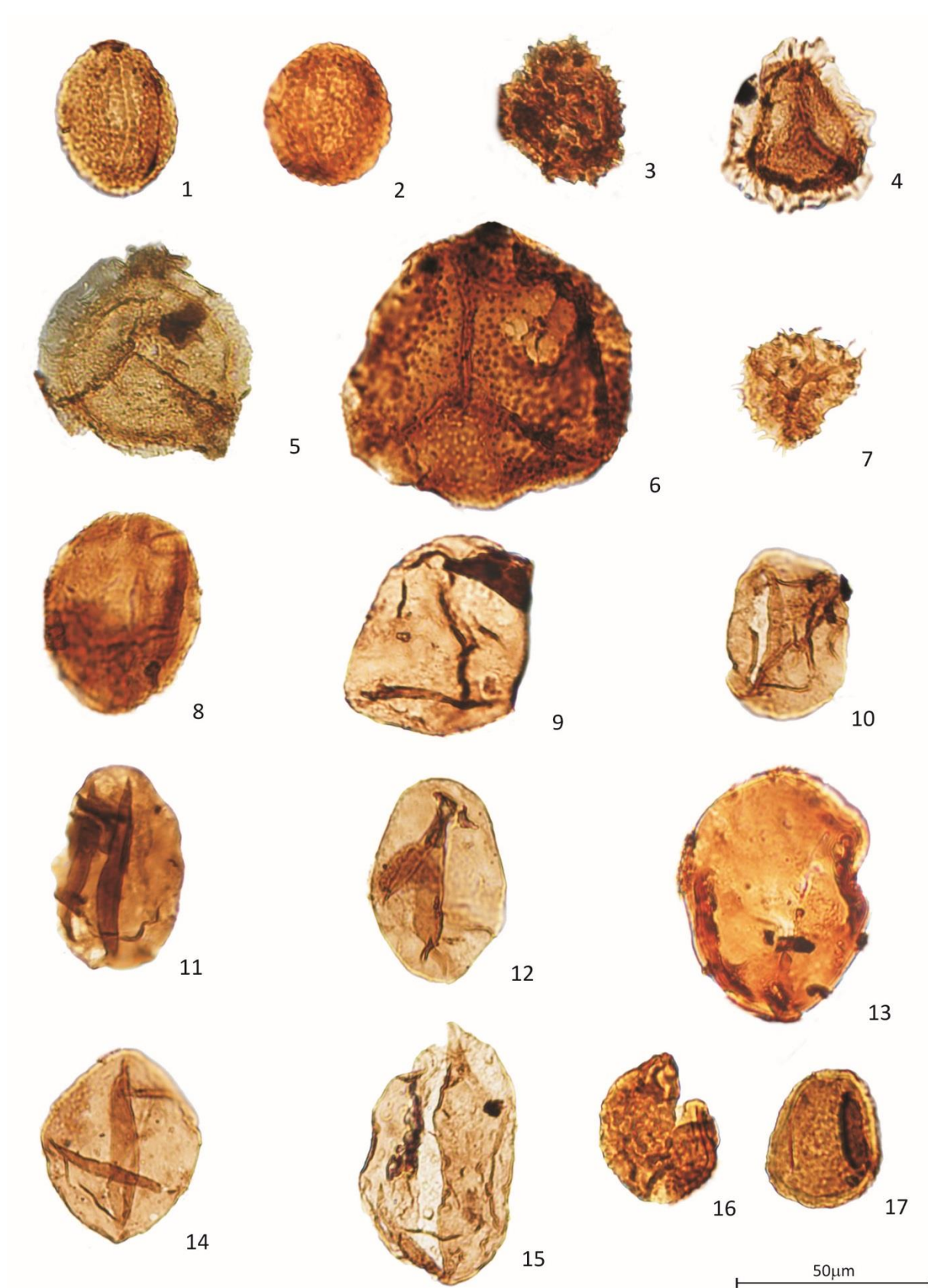
# Estampa 1



## Estampa 2

- 1- *Reticuloidosporites* cf. *warchianus*, Balme, 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (22.0-106.0).
- 2- *Reticuloidosporites* cf. *warchianus*, Balme, 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (24.4-96.0).
- 3- *Cristatisporites* sp., ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (29.4-102.4).
- 4- *Indotriradites niger* (Segroves) Backhouse, 1991, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (39.0-107.1).
- 5- *Indotriradites niger* (Segroves) Backhouse, 1991, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (44.5-104.7).
- 6- *Lundbladispota gracilis* Stephenson & Osterloff 2002, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (22.0-101.8).
- 7- *Lundbladispota* sp., ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (17.7-98.9).
- 8- *Laevigatosporites callosus* Balme, 1970, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (16.5-110.8).
- 9- *Laevigatosporites flexus* Segroves, 1970, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (32.5-110.9).
- 10- *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim, 1932) Ibrahim 1933, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (25.0-102.7).
- 11- *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim, 1932) Ibrahim 1933, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (28.5-109.2).
- 12- *Laevigatosporites colliensis* (Balme & Hennelly) Venkatachala & Kar 1968, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (34.7-99.1).
- 13- *Laevigatosporites colliensis* (Balme & Hennelly) Venkatachala & Kar 1968, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (34.3-103.5).
- 14- *Laevigatosporites colliensis* (Balme & Hennelly) Venkatachala & Kar 1968, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (34.6-99.1).
- 15- *Laevigatosporites plicatus* Kar 1968, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (12.6-99.8).
- 16- *Polypodiisporites mutabilis* Balme 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (24.8-96.5).
- 17- *Polypodiisporites mutabilis* Balme 1970, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (27.5-101.4).

## Estampa 2

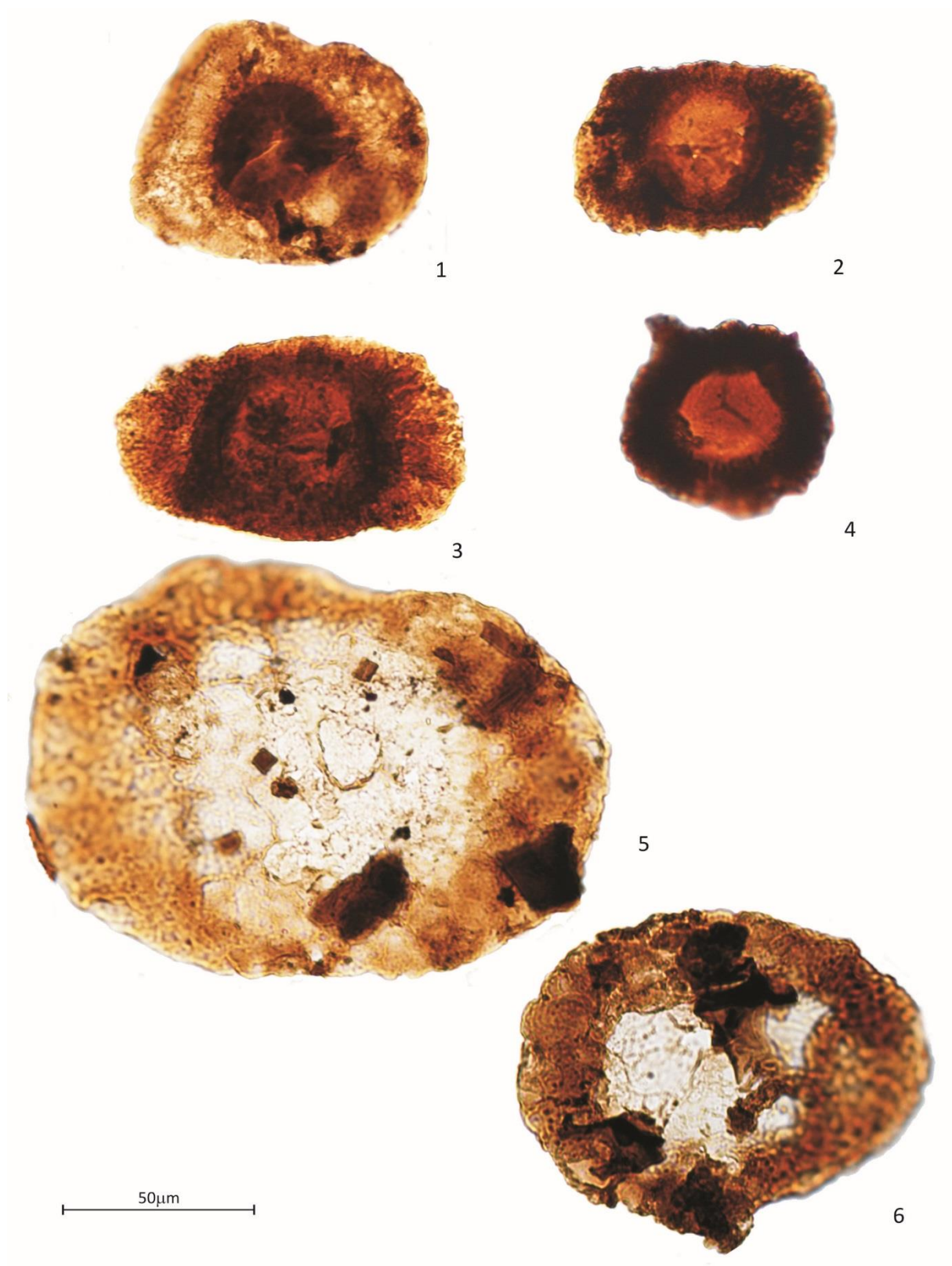


### Estampa 3

- 1- *Florinites* sp., ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (28.5-109.2).
- 2- *Potonieisporites novicus* Bharadwaj 1954, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (43.9-103.3).
- 3- *Potonieisporites* sp., ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (23.3-106.2).
- 4- *Plicatipollenites cf. gondwanensis* (Balme & Hennelly) Lele 1964, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (40.7-103.1).
- 5- *Cannanoropollis janakii* Potonie & Sah 1960, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (30.1-104.2).
- 6- *Cannanoropollis janakii* Potonie & Sah 1960, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (20.7-103.5).



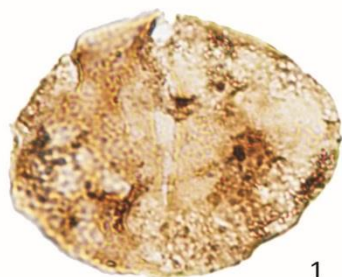
### Estampa 3



## Estampa 4

- 1- *Alisporites ovatus* (Balme & Hennely) Foster 1975, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (13.6-103.7).
- 2- *Alisporites ovatus* (Balme & Hennely) Foster 1975, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (29.2-109.1).
- 3- *Alisporites ovatus* (Balme & Hennely) Foster 1975, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 ( 44.7-100.1).
- 4- *Alisporites potoniei* (Lakhanpal, Sah e Dube) Somers 1968, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (34.3-100.3).
- 5- *Alisporites potoniei* (Lakhanpal, Sah e Dube) Somers 1968, ETA 71, amostra M51, lâmina 1 (19.9-105.2).
- 6- *Alisporites potoniei* (Lakhanpal, Sah e Dube) Somers 1968, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (23.7-101.0).
- 7- *Alisporites plicatus* Jizba, 1962, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (27.4-108.3).
- 8- *Protohaploxypinus limpidus* (Balme & Hennelly), Balme & Playford, 1968, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (18.5-99.1).
- 9- *Protohaploxypinus limpidus* (Balme & Hennelly), Balme & Playford, 1968, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (34.2-103.5).
- 10- *Protohaploxypinus* cf. *limpidus* (Balme & Hennelly), Balme & Playford, 1968, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (23.7-100.4).
- 11- *Protohaploxypinus* cf. *limpidus* (Balme & Hennelly), Balme & Playford, 1968, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (33.7-103.4).

# Estampa 4



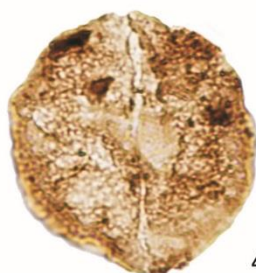
1



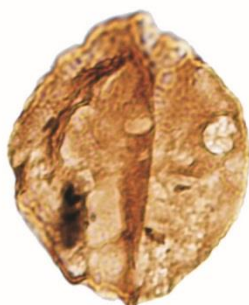
2



3



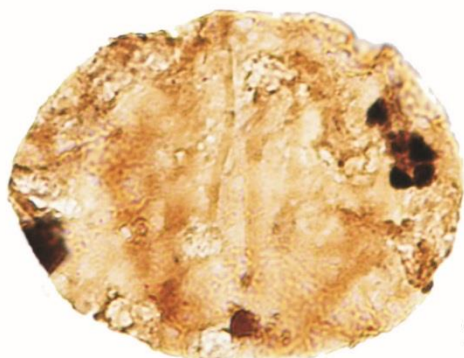
4



5



6



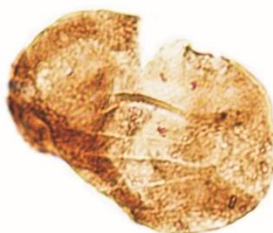
7



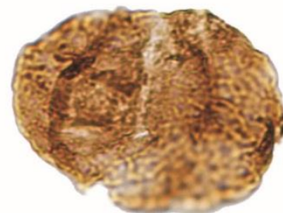
8



9



10



11

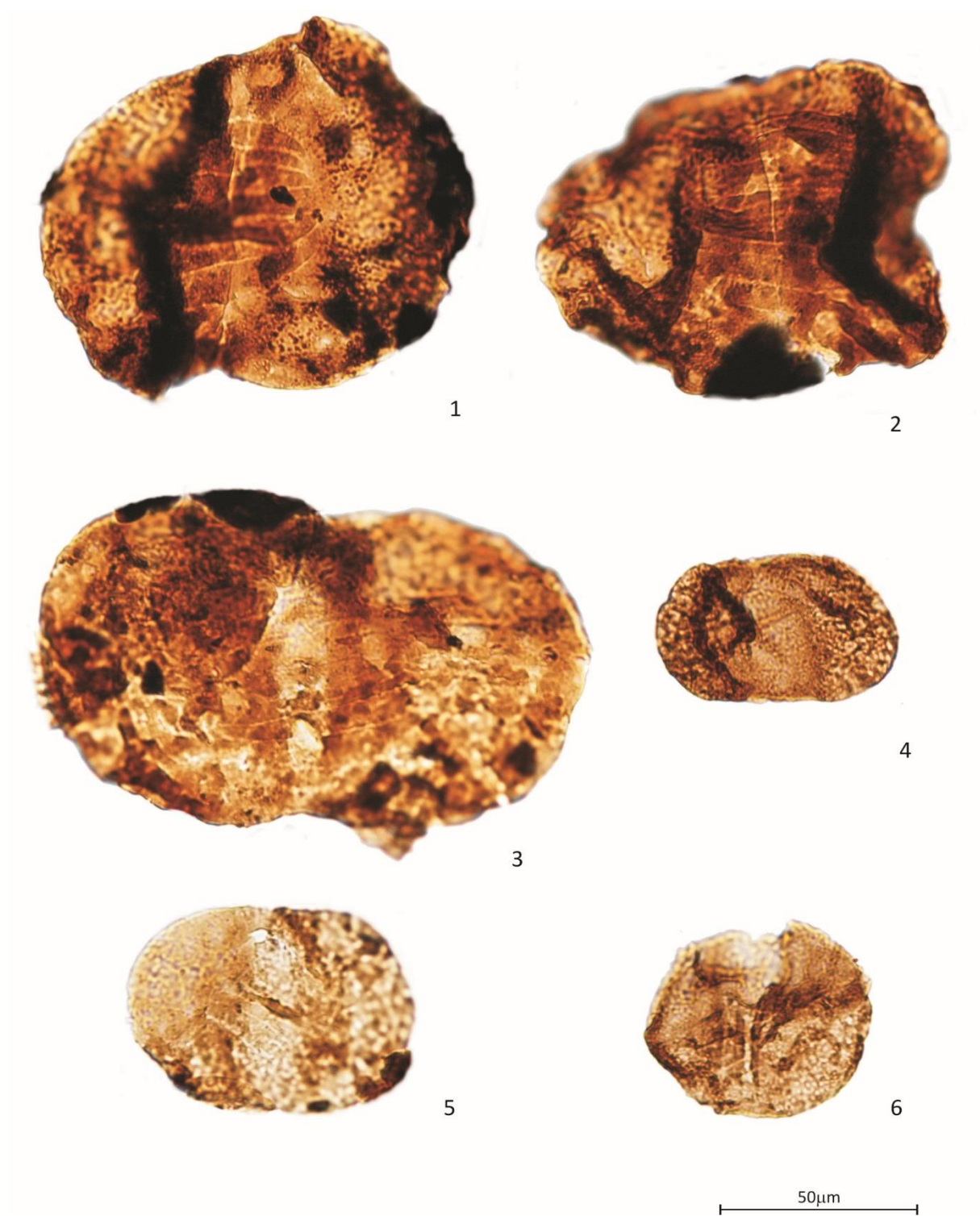
50µm

## Estampa 5

- 1- *Protophloxypinus goraiensis* (Potonié e Lele), Hart, 1964, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (35.1-101.0).
- 2- *Protophloxypinus goraiensis* (Potonié e Lele), Hart, 1964, ETA 71; amostra M51; lâmina 2 (30.3-104.1).
- 3- *Protophloxypinus goraiensis* (Potonié e Lele), Hart, 1964, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (29.7-100.5).
- 4- *Protophloxypinus diagonalis* (Balme, 1970), ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (32.0-104.1).
- 5- *Protophloxypinus diagonalis* (Balme, 1970), ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (31.4-101.1).
- 6- *Protophloxypinus diagonalis* (Balme, 1970), ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (36.7-103.2).



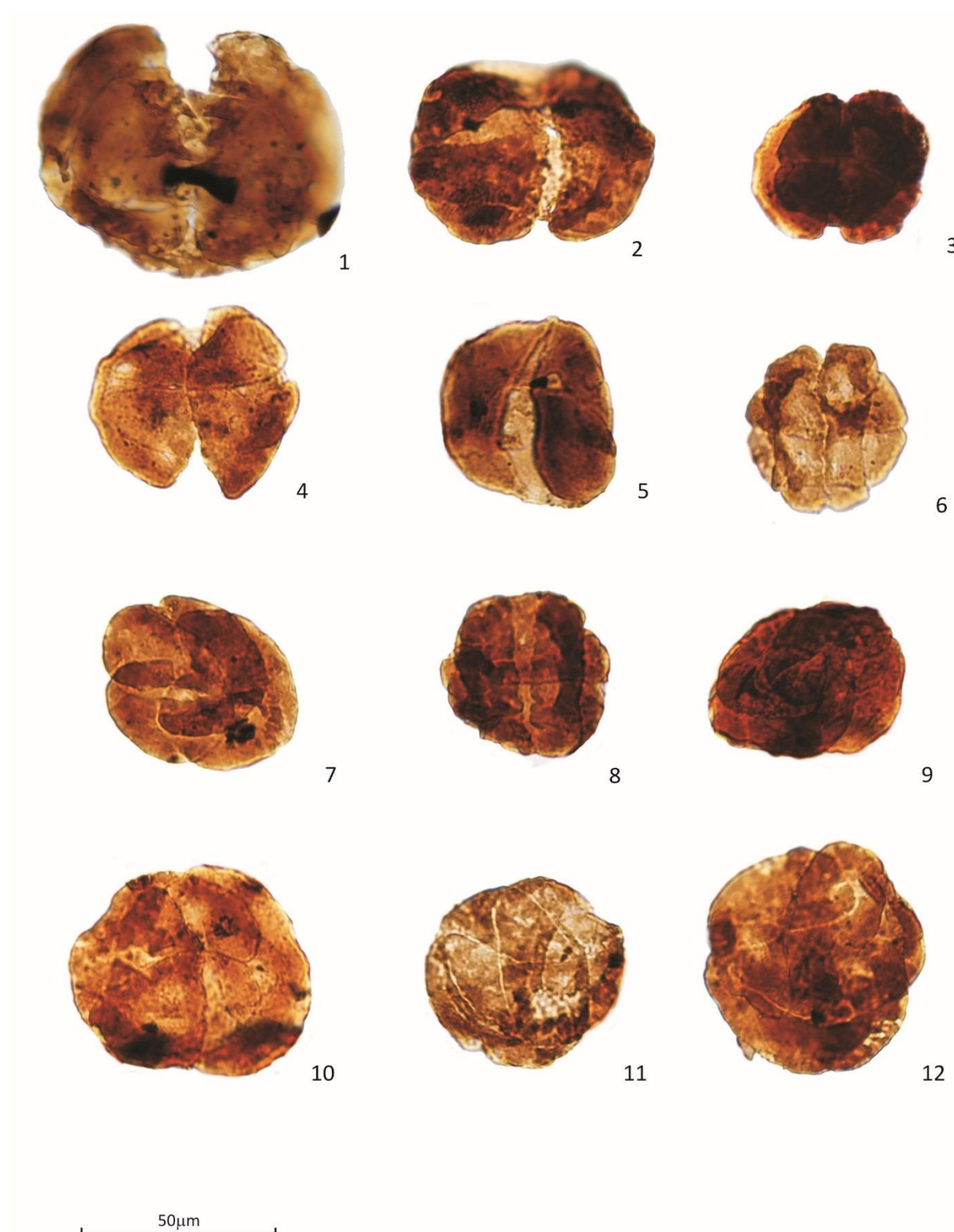
## Estampa 5



## Estampa 6

- 1- *Corisaccites alutas* Venkatachala & Kar, 1966, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (28.6-103.8)..
- 2- *Corisaccites alutas* Venkatachala & Kar, 1966, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (30.4-101.1).
- 3- *Corisaccites* cf. *alutas* Venkatachala & Kar, 1966, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (35.0-104.3).
- 4- *Corisaccites* cf. *alutas* Venkatachala & Kar, 1966, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (16.6-103.6).
- 5- *Corisaccites* cf. *alutas* Venkatachala & Kar, 1966, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (23.2-108.4).
- 6- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (15.19-110.0).
- 7- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (26.7-101.1).
- 8- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (15.8-102.6).
- 9- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (23.5-96.3).
- 10- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (23.3-106.3).
- 11- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (17.7-102.2).
- 12- *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (31.9-107.5).

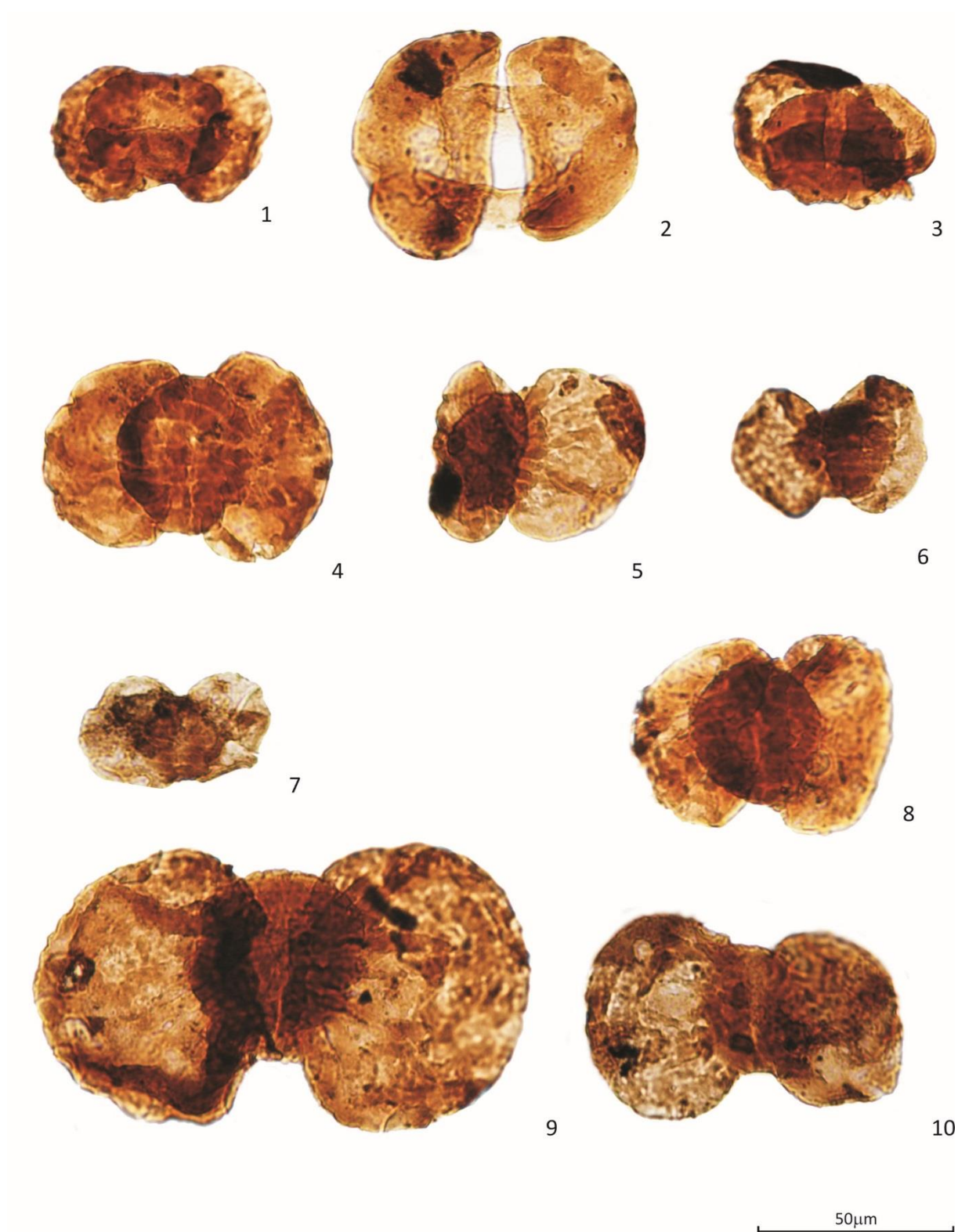
## Estampa 6



## Estampa 7

- 1- *Lueckisporites virkkiae* Potonié & Klaus, Goubin 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (13.4-100.0).
- 2- *Lueckisporites virkkiae* Potonié & Klaus, Goubin 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (19.4-101.5).
- 3- *Lueckisporites* spp. Potonié & Klaus, Goubin 1965, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (12.8-102.3).
- 4- *Striatopodocarpites cancellatus* (Balme & Hennelly), Hart, 1964, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (25.9-96.5).
- 5- *Striatopodocarpites cancellatus* (Balme & Hennelly), Hart, 1964, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (30.8-105.3).
- 6- *Striatopodocarpites cancellatus* (Balme & Hennelly), Hart, 1964, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (29.5-108.8).
- 7- *Striatopodocarpites cancellatus* (Balme & Hennelly), Hart, 1964, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (23.0-94.6).
- 8- *Striatopodocarpites cancellatus* (Balme & Hennelly), Hart, 1964, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (39.8-108.2).
- 9- *Striatopodocarpites fusus* (Balme & Hennelly) Potonié, 1958, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (24.7-94.7).
- 10- *Striatopodocarpites* cf. *fusus* (Balme & Hennelly) Potonié, 1958, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (24.4-99.5).

## Estampa 7

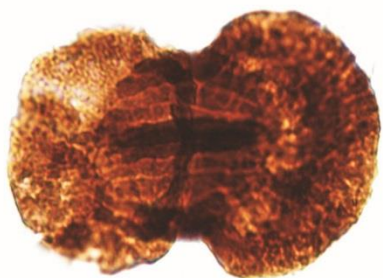




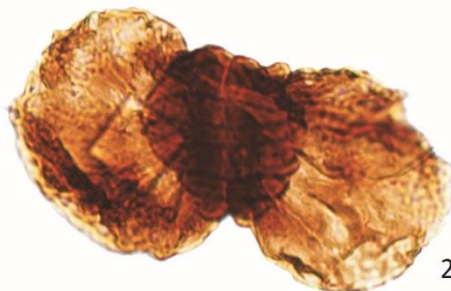
## Estampa 8

- 1- *Striatopodocarpites fusus* (Balme & Hennelly) Potonié, 1958, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (23.2-99.0).
- 2- *Striatopodocarpites fusus* (Balme & Hennelly) Potonié, 1958, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (24.7-110.2).
- 3- *Striatopodocarpites fusus* (Balme & Hennelly) Potonié, 1958, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (30.1-106.1).
- 4- *Striatopodocarpites gondwanensis* (Lakhanpal, Sah & Dube) emend. Hart 1964, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (46.5-101.3).
- 5- *Striatopodocarpites gondwanensis* (Lakhanpal, Sah & Dube) emend. Hart 1964, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (15.7-102.6).
- 6- *Striatopodocarpites gondwanensis* (Lakhanpal, Sah & Dube) emend. Hart 1964, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (15.6-98.9).
- 7- *Striatopodocarpites pantii* (Jansonius), Balme, 1970, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (24.2-98.2).
- 8- *Striatopodocarpites pantii* (Jansonius), Balme, 1970, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (19.0-101.1).

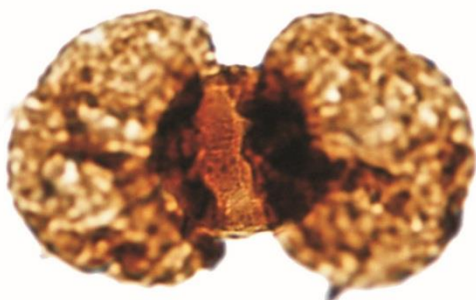
## Estampa 8



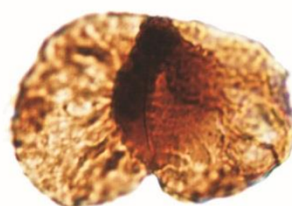
1



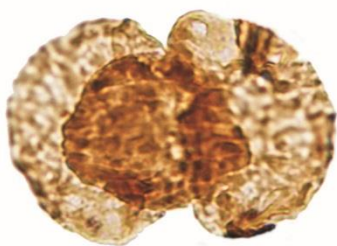
2



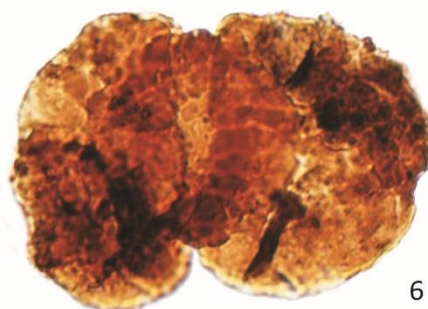
3



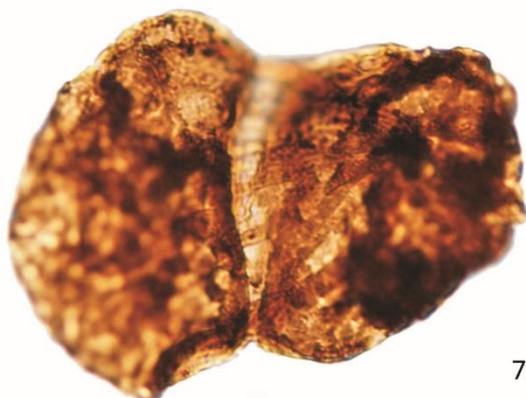
4



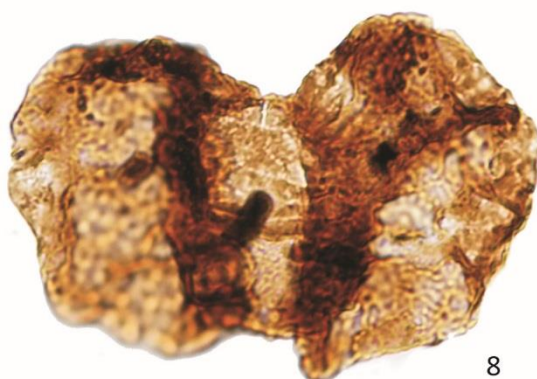
5



6



7



8

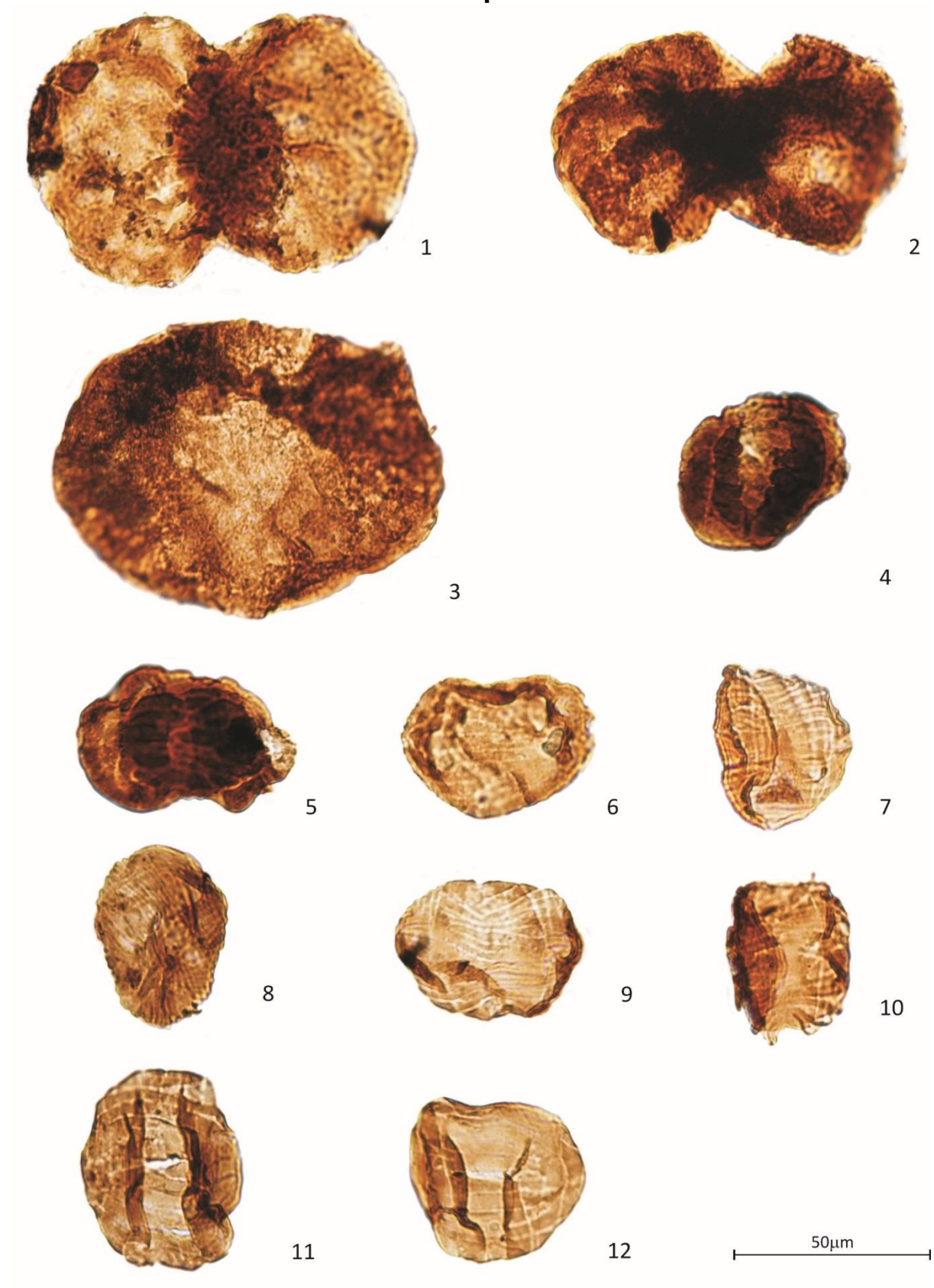
50µm

## Estampa 9

- 1- *Platysaccus papilionis* Potonié & Klaus 1954, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (30.3-103.9).
- 2- *Platysaccus papilionis* Potonié & Klaus 1954, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (30.2-108.3).
- 3- *Pteruchipollenites* spp., ETA 15; amostra M40; lâmina 1 (18.0-113.4).
- 4- *Vittatina fasciolata* (Balme & Hennelly) Bharadwaj 1962, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (20.3-99.2).
- 5- *Vittatina fasciolata* (Balme & Hennelly) Bharadwaj 1962, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (21.6-104.7).
- 6- *Vittatina saccifer* Jansonius 1962, ETA 71; amostra M44; lâmina 1, (21.4-96.2).
- 7- *Weylandites lucifer* (Bharadwaj & Salujha) Foster 1975, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (36.7-106.0).
- 8- *Weylandites lucifer* (Bharadwaj & Salujha) Foster 1975, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (18.3-99.1).
- 9- *Weylandites lucifer* (Bharadwaj & Salujha) Foster 1975, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (32.5-96.9).
- 10- *Weylandites lucifer* (Bharadwaj & Salujha) Foster 1975, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (34.8-97.3).
- 11- *Weylandites magmus* (Bose & Kar) Backhouse 1991, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (24.5-96.3).
- 12- *Weylandites magmus* (Bose & Kar) Backhouse 1991, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (29.2-100.1).



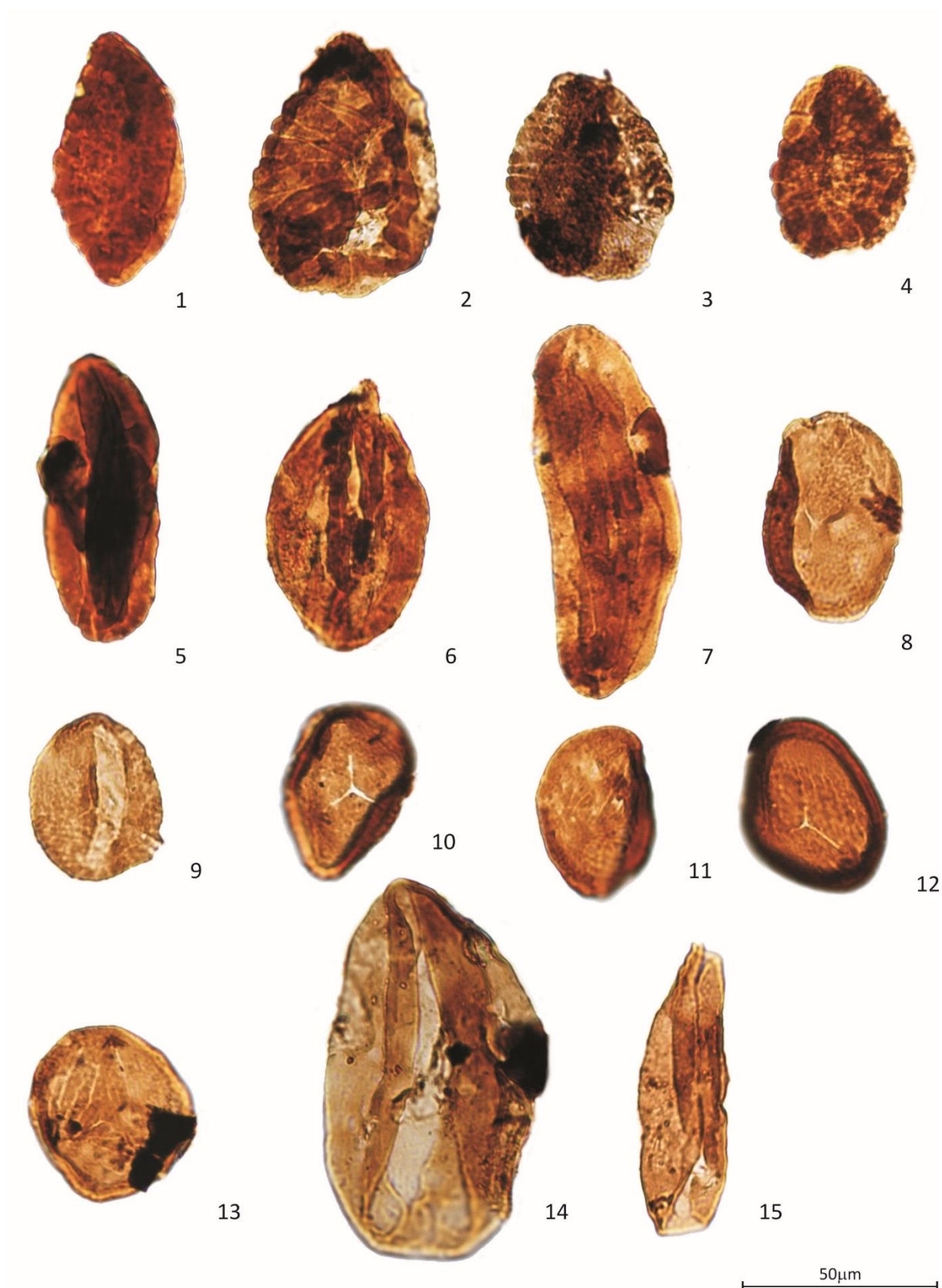
## Estampa 9



## Estampa 10

- 1- *Pakhapites* sp., ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (22.4-98.9).
- 2- *Pakhapites* sp., ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (31.7-97.8).
- 3- *Pakhapites* sp., ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (32.6-101.9).
- 4- *Pakhapites* sp., ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (15.2-100.7).
- 5- *Praecolpatites sinuosus* (Balme & Hennelly) Bharadwaj & Srivastava 1969, ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (13.7-107.4).
- 6- *Praecolpatites sinuosus* (Balme & Hennelly) Bharadwaj & Srivastava 1969, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (28.3-106.5).
- 7- *Praecolpatites sinuosus* (Balme & Hennelly) Bharadwaj & Srivastava 1969, ETA 71; amostra M44; lâmina 1 (27.3-110.2).
- 8- *Marsupipollenites triradiatus* Balme & Hennelly 1956a, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (33.7-110.8).
- 9- *Marsupipollenites triradiatus* Balme & Hennelly 1956a, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (32.0-111.5).
- 10- *Marsupipollenites triradiatus* Balme & Hennelly 1956a, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (34.7-107.6).
- 11- *Marsupipollenites striatus* (Balme & Hennelly) Foster 1979, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (20.3-104.2).
- 12- *Marsupipollenites striatus* (Balme & Hennelly) Foster 1979, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (21.9-106.4).
- 13- *Marsupipollenites striatus* (Balme & Hennelly) Foster 1979, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (28.3-105.3).
- 14- *Cycadopites* sp., ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (30.9-105.8).
- 15- *Cycadopites* sp., ETA 15; amostra M40; lâmina 1 (22.2-107.1).

## Estampa 10

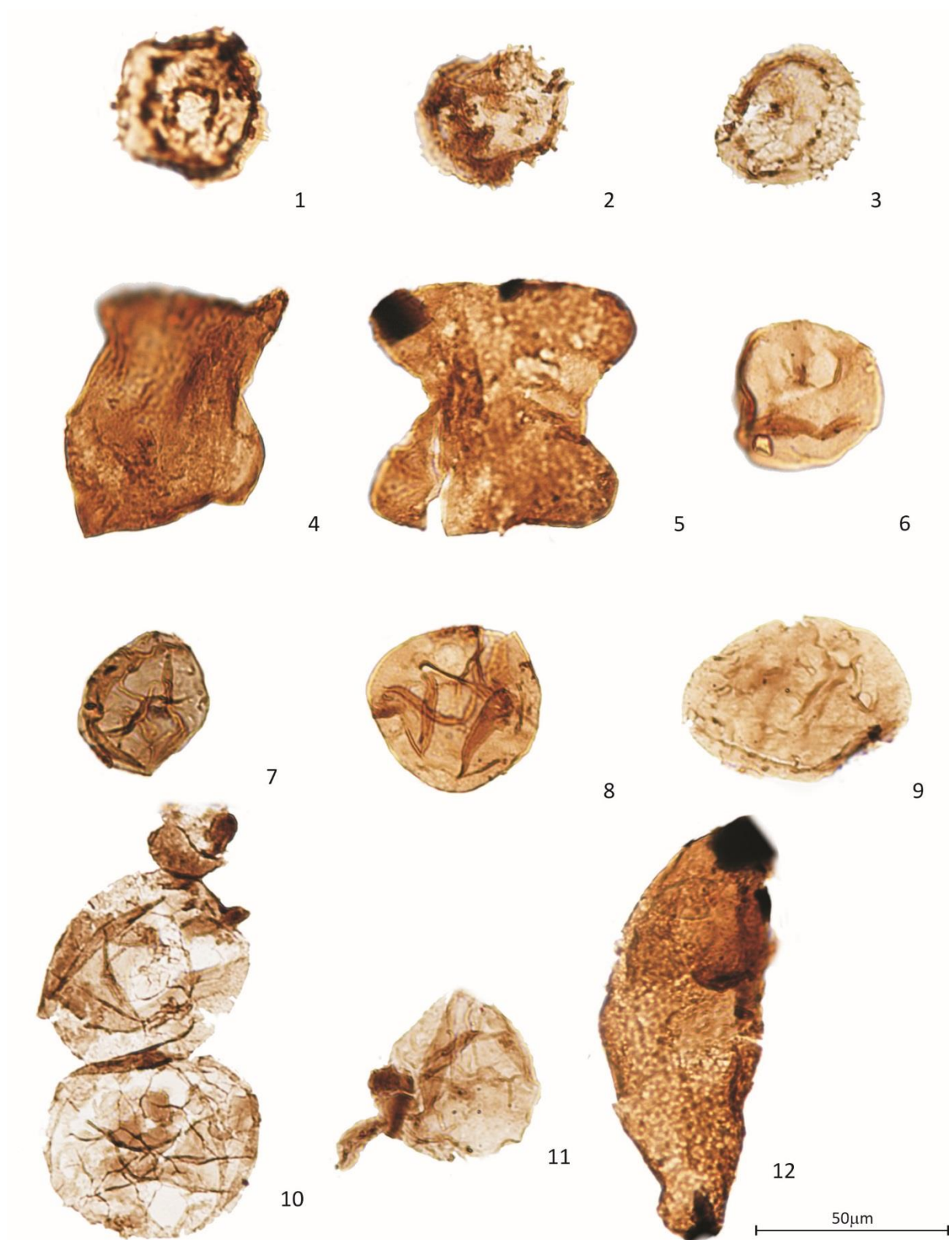


## Estampa 11

- 1- *Peltacystia venosa* Balme e Segroves 1966, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (32.6-103.2).
- 2- *Peltacystia venosa* Balme e Segroves 1966, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (20.7-97.3).
- 3- *Peltacystia venosa* Balme e Segroves 1966, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (31.8-106.0).
- 4- *Tetraporina* cf. *gigantea* (Bose & Maheshwari) Backhouse 1991, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (35.6-104.4).
- 5- *Tetraporina gigantea* (Bose & Maheshwari) Backhouse 1991, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (34.0-101.4).
- 6- *Leiosphaeridia* sp., ETA 71; amostra M48; lâmina 1 (26.5-107.0).
- 7- *Leiosphaeridia* sp., ETA 71; amostra M52; lâmina 1 (23.0-98.0).
- 8- *Leiosphaeridia* sp., ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (26.7-100.2).
- 9- Algas indiferenciadas, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (32.1-104.4).
- 10- Algas indiferenciadas, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (32.5-108.1).
- 11- Algas indiferenciadas, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (29.3-108.4).
- 12- Algas indiferenciadas, ETA 71; amostra M49; lâmina 1 (33.1-107.5)



## Estampa 11



## Estampa 12

- 1- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M47; lâmina 1 (26.7-106.0).
- 2- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M46; lâmina 1 (35.5-104.7).
- 3- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M48; lâmina 1 (24.3-100.5).
- 4- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M51; lâmina 1 (42.2-96.1).
- 5- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (40.5-104.2).
- 6- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (45.7-109.4).
- 7- Hifas de fungos, ETA 71; amostra M45; lâmina 1 (33.4-100.5).

## Estampa 12

